

DIMAOXUE

Ji Disiji Dizhixue Jianming jiaocheng

地貌学及第四纪地质学
简明教程

王运生　孙书勤　李永昭　编著



四川大学出版社

Book Design 翼书装



DIMAOXUE Ji Disiji Dizhixue Jianming jiaocheng

地貌学及第四纪地质学
简明教程



ISBN 978-7-5614-3907-4

9 787561 439074 >

定价: 18.00元

地貌学及第四纪地质学简明教程

王运生　孙书勤　李永昭　编著



四川大学出版社

责任编辑:王　平
责任校对:张战清
封面设计:翼虎书装
责任印制:李　平

图书在版编目(CIP)数据

地貌学及第四纪地质学简明教程 / 王运生，孙书勤，李永昭编著. —成都：四川大学出版社，2007.12
ISBN 978-7-5614-3907-4

Ⅰ. 地…　Ⅱ.①王…②孙…③李…　Ⅲ.①地貌学-教材②第四纪地质-教材　Ⅳ.P534.63

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2007）第 189421 号

书名　**地貌学及第四纪地质学简明教程**

编　著　王运生　孙书勤　李永昭
出　版　四川大学出版社
地　址　成都市一环路南一段 24 号 (610065)
发　行　四川大学出版社
书　号　ISBN 978-7-5614-3907-4/P·12
印　刷　成都蜀通印务有限责任公司
成品尺寸　185 mm×260 mm
印　张　10.5
字　数　245 千字
版　次　2008 年 1 月第 1 版
印　次　2008 年 1 月第 1 次印刷
印　数　0 001～2 000 册
定　价　18.00 元

◆读者邮购本书,请与本社发行科联系。电 话:85408408/85401670/85408023　邮政编码:610065
◆本社图书如有印装质量问题,请寄回出版社调换。
◆网址:www.scupress.com.cn

前　言

本书是一本关于地貌学及第四纪地质学的简明教程。内容安排上既体现了现有地貌学及第四纪地质学教程的基本框架，又充分考虑了地质工程、环境工程及土木工程专业的实际需要。本教材适合相关专业 40～60 学时的教学。

本书共 12 章。第 0～3 章介绍了第四纪地质学相关的内容，第 4～9 章介绍了不同地质作用形成的地貌及相关堆积，第 10 章介绍了新构造运动；第 11 章为地貌学及第四纪地质学工作方法。

全书由王运生、孙书勤执笔，李永昭教授参与了部分的编写和内容的校核，最后全书由王运生教授、孙书勤副教授统一校审。

教材编写过程中得到成都理工大学张倬元教授、刘兴诗教授、李行建教授以及中科院成都山地研究所陈富斌研究员的指导，也受到许多同行近年来最新研究成果的启发，同时还得到成都理工大学教务处、环境与土木工程学院领导的大力支持，在此深表感谢。

作者也特别感谢本教材中参考了一些文献内容但未在参考文献中列出的作者。

由于作者水平有限，本书难免有错误和疏漏之处，敬请同行批评指正。

编者

2007.6

目　录

0　绪　论 ……………………………………………………………………（1）
0.1　第四纪地质学及地貌学的由来 ………………………………………（1）
0.1.1　第四纪地质学 …………………………………………………（1）
0.1.2　地貌学 …………………………………………………………（2）
0.2　第四纪地质学及地貌学的研究内容、方法 …………………………（4）
0.2.1　野外研究方法 …………………………………………………（4）
0.2.2　室内研究方法 …………………………………………………（5）
0.3　地貌学及第四纪地质学的研究意义 …………………………………（5）
0.4　第四纪地质学与地貌学之间的关系 …………………………………（6）
0.5　地貌学及第四纪地质学的研究进展 …………………………………（6）
0.5.1　地貌学研究 ……………………………………………………（6）
0.5.2　第四纪地质学研究 ……………………………………………（7）

1　第四纪地层划分 …………………………………………………………（8）
1.1　第四纪地层划分方法和下限问题 ……………………………………（8）
1.1.1　第四纪地层划分方法 …………………………………………（8）
1.1.2　第四纪的下限问题 ……………………………………………（9）
1.2　第四纪地层的划分 ……………………………………………………（10）
1.3　中国第四纪地层 ………………………………………………………（11）
1.3.1　华北地区第四纪地层 …………………………………………（12）
1.3.2　东北地区第四纪地层 …………………………………………（15）
1.3.3　南方地区第四纪地层 …………………………………………（15）
1.3.4　西北地区第四纪地层 …………………………………………（17）
1.3.5　西藏地区第四纪地层 …………………………………………（17）

2　第四纪生物界 ……………………………………………………………（18）
2.1　概述 ……………………………………………………………………（18）
2.2　第四纪哺乳动物 ………………………………………………………（18）
2.2.1　第四纪哺乳动物的特征 ………………………………………（18）
2.2.2　中国第四纪哺乳动物 …………………………………………（19）
2.3　人类的发展与石器 ……………………………………………………（21）

2.3.1 人类发展的主要阶段 …… (21)
2.3.2 人类的演化特征 …… (22)
2.3.3 中国的古人类 …… (23)
2.4 中国第四纪植物群的特征 …… (24)

3 第四纪气候及海平面变化 …… (27)
3.1 第四纪气候 …… (27)
3.1.1 概述 …… (27)
3.1.2 更新世气候变化的地质记录 …… (27)
3.1.3 冰后期气候变化的地质记录 …… (30)
3.1.4 第四纪气候演化 …… (30)
3.1.5 气候变化的原因 …… (32)
3.2 第四纪海平面变化 …… (33)
3.2.1 海平面变化的一般特点 …… (33)
3.2.2 海平面变动的标志 …… (33)
3.2.3 第四纪早、中期的海平面变动 …… (35)
3.2.4 中国晚更新世以来的海平面变动 …… (36)
3.2.5 海平面波动的原因 …… (42)
3.2.6 海平面变化效应 …… (44)

4 山地与平原 …… (46)
4.1 山地与平原的基本概念 …… (46)
4.2 山地的类型 …… (47)
4.2.1 高度分类 …… (47)
4.2.2 成因分类 …… (49)
4.2.3 构造分类 …… (50)
4.3 平原的类型 …… (53)
4.3.1 形态分类 …… (53)
4.3.2 成因分类 …… (53)
4.4 夷平面 …… (54)
4.5 斜坡地貌及其堆积物 …… (55)
4.5.1 斜坡流水地貌及堆积物 …… (55)
4.5.2 洪流地貌及洪积物 …… (56)
4.6 山坡的重力堆积物及其地形 …… (60)
4.6.1 崩塌堆积及其地形 …… (60)
4.6.2 撒落堆积物及倒石锥 …… (60)
4.6.3 滑坡堆积物及其地形 …… (61)
4.6.4 泥流堆积及其地形 …… (66)

5 河流地貌及其相关堆积 ……（67）
5.1 基本概念 ……（67）
5.2 河流的侵蚀和搬运作用 ……（68）
5.2.1 河流的侵蚀作用 ……（68）
5.2.2 河流的搬运作用 ……（69）
5.3 河流的堆积作用 ……（69）
5.4 河流地貌 ……（69）
5.4.1 河谷的组成 ……（69）
5.4.2 山地河流的河谷形态 ……（70）
5.4.3 河床平面形态 ……（70）
5.5 山区河流地貌及冲积物 ……（71）
5.5.1 河谷的形态特征 ……（71）
5.5.2 山间河流的冲积物 ……（72）
5.6 河流阶地 ……（73）
5.6.1 河流阶地的组成 ……（73）
5.6.2 阶地的成因类型分类 ……（74）
5.6.3 阶地在新构造运动中的研究意义 ……（76）
5.7 水系与河流的类型 ……（77）
5.7.1 水系的类型 ……（77）
5.7.2 河流的地质构造分类 ……（79）

6 喀斯特地貌 ……（81）
6.1 概论 ……（81）
6.2 岩溶发育的基本条件 ……（82）
6.2.1 岩石的可溶性 ……（82）
6.2.2 岩石的透水性 ……（83）
6.2.3 水的溶蚀能力 ……（83）
6.2.4 水的流动性 ……（83）
6.2.5 地下水的垂直分带 ……（83）
6.3 岩溶地貌 ……（84）
6.3.1 地表岩溶地貌 ……（84）
6.3.2 地下岩溶地貌 ……（89）
6.4 岩溶的地质构造类型 ……（91）
6.4.1 水平与缓倾构造型 ……（91）
6.4.2 单斜构造型 ……（91）
6.4.3 褶皱构造型 ……（91）
6.4.4 断层构造型 ……（91）

6.5 岩溶地貌的研究方法 ……………………………………………………………………（92）
6.5.1 对岩溶地貌形态特征的研究 …………………………………………………………（92）
6.5.2 对岩溶地貌区的构造、气候、植被及人类活动的研究 ………………………………（92）
6.5.3 对岩溶地区水文地质条件的研究 ……………………………………………………（93）
6.5.4 对岩溶地区松散堆积物的研究 ………………………………………………………（93）

7 冰川地貌及其堆积物 ……………………………………………………………………（94）
7.1 概述 ……………………………………………………………………………………（94）
7.2 山岳冰川及其堆积物 …………………………………………………………………（94）
7.2.1 山岳冰川的基本特征 …………………………………………………………………（94）
7.2.2 山岳冰川地貌 …………………………………………………………………………（95）
7.3 山岳冰川堆积物特征 …………………………………………………………………（99）
7.4 大陆冰川及其堆积物 …………………………………………………………………（100）
7.4.1 冰蚀地貌 ………………………………………………………………………………（100）
7.4.2 冰碛地貌 ………………………………………………………………………………（100）
7.4.3 冰水堆积 ………………………………………………………………………………（101）
7.5 冻土 ……………………………………………………………………………………（101）

8 风成地貌及风积物 ………………………………………………………………………（104）
8.1 概述 ……………………………………………………………………………………（104）
8.2 风蚀作用与风蚀地貌 …………………………………………………………………（104）
8.2.1 风蚀作用 ………………………………………………………………………………（104）
8.2.2 风蚀地貌 ………………………………………………………………………………（104）
8.3 风的搬运与堆积作用和风积地貌 ……………………………………………………（106）
8.3.1 风的搬运与堆积作用 …………………………………………………………………（106）
8.3.2 风积物的特点 …………………………………………………………………………（106）
8.3.3 风积地貌 ………………………………………………………………………………（107）
8.4 黄土及黄土地貌 ………………………………………………………………………（110）
8.4.1 概述 ……………………………………………………………………………………（110）
8.4.2 黄土的基本特征 ………………………………………………………………………（113）
8.4.3 黄土地貌 ………………………………………………………………………………（114）
8.4.4 黄土的成因 ……………………………………………………………………………（116）

9 海岸地貌及其相关堆积 …………………………………………………………………（119）
9.1 以波浪作用为主的海岸地貌 …………………………………………………………（119）
9.1.1 海蚀作用与海蚀地貌 …………………………………………………………………（120）
9.1.2 海积地貌 ………………………………………………………………………………（122）
9.2 潮汐作用为主的海岸 …………………………………………………………………（125）

9.3 与生物作用有关的海岸 …………………………………………………………… (127)
9.3.1 珊瑚礁海岸 …………………………………………………………… (127)
9.3.2 红树林海岸 …………………………………………………………… (128)
9.4 海岸演化与影响海岸发育的因素 …………………………………………… (129)
9.4.1 海岸演化 ………………………………………………………………… (129)
9.4.2 影响海岸演化的因素 …………………………………………………… (131)

10 新构造运动 ……………………………………………………………………… (134)
10.1 新构造运动的基本类型 …………………………………………………… (134)
10.1.1 大规模的拉张运动 …………………………………………………… (134)
10.1.2 大规模的走滑活动 …………………………………………………… (136)
10.1.3 大规模的逆冲活动 …………………………………………………… (136)
10.2 中国新构造运动的基本特征 ……………………………………………… (136)
10.3 新构造运动的研究方法及研究步骤 ……………………………………… (137)
10.3.1 深部地球动力学环境研究 …………………………………………… (137)
10.3.2 构造格架的研究 ……………………………………………………… (137)
10.3.3 晚新生代地层及其变形研究 ………………………………………… (138)
10.3.4 岩相变化研究 ………………………………………………………… (138)
10.3.5 地貌研究 ……………………………………………………………… (138)
10.4 应用研究方面 ……………………………………………………………… (145)
10.4.1 新构造与地震 ………………………………………………………… (145)
10.4.2 新构造与工程选址、工程稳定性评价及灾害 ……………………… (145)
10.4.3 新构造与地下水勘察 ………………………………………………… (146)
10.4.4 新构造与环境 ………………………………………………………… (146)

11 第四纪地质学及地貌学工作方法 …………………………………………… (148)
11.1 第四纪地质学及地貌学的野外调查 ……………………………………… (148)
11.1.1 调查路线和调查点的布置 …………………………………………… (148)
11.1.2 调查点的内容和要求 ………………………………………………… (148)
11.2 地貌和第四纪地质制图 …………………………………………………… (149)
11.2.1 地貌和第四纪地质剖面图 …………………………………………… (149)
11.2.2 地貌类型图 …………………………………………………………… (150)
11.2.3 第四纪地质图 ………………………………………………………… (151)

附录 1 第四纪堆积物成因分类 ……………………………………………… (152)
附录 2 第四纪主要测年方法 ………………………………………………… (154)
主要参考文献 ………………………………………………………………… (156)

0 绪论

0.1 第四纪地质学及地貌学的由来

0.1.1 第四纪地质学

第四纪是地质历史中最新的一个纪，与人类关系最为密切。尽管历时仅两三百万年，但由于冰川活动和人类的出现，一直是人们最为关注的一个纪。

第四纪地质学的历史是随着许多理论，尤其是实际问题的解决而产生和发展的。

早在远古时代（古代的希腊、罗马、印度和中国），由于在人们的活动中，不自觉地碰到了与第四纪堆积物（砂、泥）有关的问题，如用泥土制作家庭用具，建造碉堡、城市，开掘运河等。当时，人们已知道到何处去找寻需要的材料。古代中国文献《水经注》中已谈到如何寻找这些材料，它包括很多水系和堆积物的资料，中国伟大的旅行家徐霞客也在他的游记中提到第四纪地层问题，以及他对当时水系的描述。中国古代的许多地方志也记载有这些材料，其中有对各个地方的土质描述。可见，在古代中国的著作中就已注意到第四纪地层的问题了。

当然，在当时只涉及第四纪堆积物的利用，还谈不到什么理论，资料也全是零散的，特别是在西方，还充满着宗教的色彩。

18 世纪，学者们开始系统地研究某种类型的第四纪堆积物，尤其是冰川堆积物。1702 年—1711 年，首先开始了对阿尔卑斯冰川及其堆积物的研究。1780 年，索修尔（Соссюр）较准确地描述了阿尔卑斯古冰川的遗迹，划分出几期冰川堆积物。

18 世纪末到 19 世纪初，欧洲各国对冰川漂砾有着极不相同的看法。

居维埃（J. Guner）认为冰川漂砾是灾难性的原因造成。列别钦（И. Лепехин，1780）提出“漂砾学说”（Дрифтовая гинотеза），后经阿尔森耶夫（А. И. Арсеньев）和赖逸尔（Gh. Lyell）及其他人更进一步地发展了这一假说。他们认为斯堪的那维亚半岛的冰盖带着砾石到了海里，再由海水推动冰山飘浮到欧洲各地，然后将漂砾沉积下来。这种说法在欧洲统治了 40 余年，长期以来人们认为这是唯一的解释欧洲各地冰碛分布的原因。

19 世纪 70 年代人们才有了新的看法，认为漂砾是由大陆冰盖直接堆积的。这是由俄国学者施密特（Ф. Шмидт.）与克鲁泡特金（П. А. Кролоткин）最先提出的。1871 年再由 Л. А. 克鲁泡特金进一步加以发展，奠定了大陆冰盖概念的基础。到 1872 年，瑞典的陶烈尔（О. М. Торелль）也发表了同样的看法。Л. А. 克鲁泡特金是提出第四纪冰期的创始人。在Л. А. 克鲁泡特金之后，苏联的许多学者也都支持他的看法，许多事实已经证明欧亚大

陆有过大规模的冰川存在。

总之，第四纪地质学的发展是和冰川的研究有着密切的关系。当时对冰川的研究基本上形成两个学派：阿尔卑斯学派和斯堪的那维亚学派。阿尔卑斯冰川学派详细地研究了与阿尔卑斯冰川作用有关的第四纪地质问题。这一学派的代表人物是彭克和布鲁纳尔，他们提出了冰川期间冰期的概念，建立了冰川研究的系统。斯堪的那维亚冰川学派除了研究与冰期有关的第四纪地质问题以外，还研究了冰期以后的第四纪地质问题，该学派的代表人物是 O. M. 陶烈尔、德·盖尔等，他们对恢复冰川作用的详细历史和冰期以后波罗的海的发展奠定了坚实的基础。

1829 年，法国地质学家 J. 德努瓦耶（J. Desnoyers）在研究巴黎盆地时，将覆于第三纪地层之上的一套松散堆积物称为第四系（Quaternary System），并将形成这套堆积物的时代命名为第四纪（Quaternary period），与当时通用的地质时代——第一纪、第二纪和第三纪并列。

1839 年，英国著名地质学家 C. Lyell 将当时第三系上部那套 70%以上的腕足均为现在属种的地层称为更新统，将形成这套地层的时代叫做更新世。后来，他又将更新统顶部生物残核中由现代属种组成的那套地层称为全新统，相应的年代为全新世（Holocene）。

继 Schimper（1837）与 Forbes（1846）对气候和冰川的研究，Marlot 于 1856 年正式将第四纪划分成两个世——更新世（Pleistocene epoch）和全新世（Holocene epoch），并分别与第四纪冰期与冰后期对应。

1888 年俄国学者 A. П. 巴甫洛夫首先提出了第四纪大陆沉积作用及其成因类型的看法，并建议把第四纪称为人类时期（灵生纪）。

经过一百多年的变革，第一纪、第二纪已被废弃，人们已开始用古近纪（Eogene）和新近纪（Neogene）来分别取代老第三纪和新第三纪，但第四纪却被广大的地质学家接受，并沿用至今。

研究第四纪地壳、气候和生物界演化历史及其分布规律的科学，叫做第四纪地质学（Quaternary Geology）。

0.1.2 地貌学

地貌即地球表面各种形态的总称，也叫做地形。

人类历史初期，由于生产实践的需要，人们开始关注地形，如在凿井打水、修桥筑路、灌溉农田、建筑房屋时，都要考虑到选择地形条件，甚至要研究组成地形的岩石及土壤性质。这就说明人们从生活实践中，已开始认识地形了。

有关地貌学方面最初的记载，大都在古老的中国。在中国保存至今最古老的记录是公元前 21 世纪至 20 世纪的大禹治水《禹贡》，它是《尚书》的一部分。它将中国划分为九州（冀州、兖州、青州、徐州、扬州、荆州、豫州、梁州、雍州），描述了平原丘陵的起伏地形，各地区的土壤类型，并详细地描述了黄河及长江三角洲地区，可以说是一部最早的地貌学著作。

公元前 4 世纪和公元前 2000 年，中国古代许多伟大的工程师们进行了治理洪水、修堰筑堤等巨大的水利工程。又如，建筑举世无双的万里长城和公元 6 世纪至 7 世纪所开挖

的京杭大运河，所有这些都运用了地貌学的知识。

公元前2世纪至1世纪，中国出现了很多旅行家，出版了很多地理著作，如司马迁的《史记》、班彪和班固父子的《前得书》，特别描述了关于中国北部和西北部的沙漠及著名河源等地理情况。公元6世纪的另一伟大著作就是张骞等人的《水经注》，书中详载黄河、长江、西江沿河的地形和气候特点，以及对修筑运河、堤坝等工程项目的条件描述。

公元8世纪至11世纪，中国古代学者颜真卿（708年—784年）、沈括（1024年—1093年）等在地貌学理论上已有了正确的概念。例如，颜真卿在其《麻姑山仙坛记》中，提到“东海三次变为桑田”，意示地形的变迁与地壳运动的关联；在《颜鲁公摩崖记》中，叙述其在任四川蓬州太守时，发现苍溪之北的白鹤山，不与众山相连，而孤立突出，提出为嘉陵江之古道。可见他当时已有河流侵蚀、水道变迁的观念。北宋沈括也是我国杰出的自然科学家，在其所著的《梦溪笔谈》中，描述了黄土地形，以及水力侵蚀和水力堆积地形的现象及成因，并在书中解释了海陆分布的概念。不仅如此，在他们之前的《诗经》中，战国时代的《孙子兵法》中，以及庄子的著作中，都有不少地貌学的见解。说明古代的中国在科学思想上本来并不是落后的，甚至由于文化的古老而曾走在其他国家的前面。

地貌学的概念在国外发端于文艺复兴之前，在文艺复兴时代才有了发展。伽利略（1564年—1642年）发表的著名文章《河流侵蚀基准面的概念》，在水利工程方面做出了很多地形剖面。中国明代末，伟大的旅行家徐霞客在其游记中对于山脉水系的描述很多，不少地方阐明了山、水之间的联系及发展规律。另外，中国各地方的地方志中，也记载着很多关于地形方面的情况，是中国各地区自然地理方面的宝贵资料。

地貌学的发展到文艺复兴以前还没有一个完整的思想体系，仅仅是人们在生活实践中的一些零散记载和片断概念，没经任何系统的概括和综合。地貌学真正作为地质学与地理学之间的科学的出现和发展，还是在18世纪罗蒙诺索夫（М. В. Ломоносова）的时代里。罗蒙诺索夫（1711年—1765年）是俄国也是世界地貌学的创始人，18世纪中叶在他所著的《冶金学》第一编后面补充的第二节“关于地层”里，便提到了关于地形起伏的形成和变化的重要理论。他的理论可总结为下列四点：

（1）山岳和平原的形成是内力和外力相互作用的结果，而在地形形成当中以内力因素为主要因素。

（2）内外力的相互作用的统一结果不仅仅能解释大的地形类型成因，同时也可以应用在解释小地形的成因上。

（3）地球表面处于不断的变化中，因此应该在地表地形的发展变化中去认识它们。

（4）更重要的一点是，地形是在寻找埋藏地下深处的矿床当中被人们认识的，因此它今后的发展也不能脱离找矿的任务，而必须为找矿服务。

由上述可见，从俄国罗蒙诺索夫时代开始，地貌学就从地质与地理两门科学之中正确地发展起来，并正确地以地质学作为其发展的牢固基础，同时以“进化演变的观点”贯穿于全部地貌学的地形发育过程中。

地球岩石圈又叫构造圈，地球的内力作用使岩石圈发生变形和岩浆活动，结果使地球表面起伏不平，形成明显的地势差。外动力地质作用使地球表面削高填低。河流的中上游区域以侵蚀为主，塑造千姿百态的侵蚀地形；下游区域以堆积为主，形成各种堆积地形。

20 世纪对海洋的深入研究表明：海洋底部地形同样丰富多彩，既有绵延数万千米的洋中脊系，又有延伸数百千米、高达数千米的岛链和深达数千米到万余米的沟系。这些复杂多样的地表形态的特征、成因及其演化规律是地球科学研究的范畴，并逐渐成为地球科学的一个重要分支。

总之，地表形态是多种多样的，成因也不尽相同，但都是地质内外动力对地壳综合作用的结果。内动力地质作用造成了地表的起伏，控制了海陆分布的轮廓及山地、高原、盆地和平原的地域配置，决定了地貌的构造格架。而外动力（流水，风力，太阳辐射，大气和生物的生长与活动）地质作用，通过多种方式，对地壳表层物质不断进行风化、剥蚀、搬运和堆积，从而形成了现代地面的各种形态。简言之，内动力确定了地貌的基本结构，外动力则在这个基础上不断对它们进行雕塑。

地貌是自然地理环境中的一项基本要素。它与气候、水文、土壤、植被等有着密切的联系。地貌与岩石性质和地质构造的关系尤为密切。当地壳大幅度的上升时，会引起河流急剧下切，导致形成高山深谷的地貌形态。而地表形态的变化又导致山地的气候、植被的垂直变化，结果形成各类地貌在地域上的组合和垂向上的分异。

研究地球表面各种地形形态、结构及其发生、发展的科学，叫做地貌学(Geomorphology)。

19 世纪前，地貌学主要局限于地貌形态的描述；19 世纪后，逐渐重视地貌学的成因及区域地貌学的特征。区域地貌的演化，逐渐形成众多的分支。例如，成因地貌学(Genetic geomorphology)、岩石地貌学（Lithologic geomorphology)、构造地貌学(Structural geomorphology)、气候地貌学（Climatic geomorphology)、冰川地貌学(Glacial geomorphology)、区域地貌学（Regional geomorphology）和工程地貌学(engineering geomorphology）等等。

0.2　第四纪地质学及地貌学的研究内容、方法

第四纪距今尽管只有两三百万年的演化历史，但地质环境却经历了多次重大变化。这些变化以各种形式记录下来，要重塑第四纪演化历史，必须对它们进行详细研究。具体来讲，第四纪地质学研究内容包括第四纪地层、生物界、古气候、海平面变化和新构造运动等。

地貌学的研究内容：地球表面各种形态特征；形成地貌的内外动力作用；地貌随时间的演化规律；地貌的内部结构及地貌的空间分布规律。

第四纪地质学的研究方法包括野外剖面描述、测绘和室内研究，如遥感分析和堆积物分析。野外剖面描述包括颜色、厚度、分层、结构、粒度、成因等。室内分析，如粒度分析、成分、矿物、测年、考古和微观分析等。

地貌学的基本研究方法包括野外研究和室内研究两个方面。

0.2.1　野外研究方法

野外研究方法：形态研究包括形态的特征、组合、分布和测量；组成物质研究包括物

质的颜色和形态特征（如球度、磨圆度等）；形成条件研究包括新构造运动状况、地质与构造特征，各种外力特征；地貌过程的观测；地貌成因分析等。

0.2.2 室内研究方法

室内研究方法包括：地形图分析，遥感分析，沉积物分析（粒度分析、矿物分析、扫描电镜分析、化学分析），模拟分析，年代分析等。

0.3 地貌学及第四纪地质学的研究意义

第四纪距今只不过两三百万年的时间，但在这短短的时间里地球上发生了一系列重要事件。例如，人类的出现与发展，冰期的出现以及全球气候的冷暖交替，频繁而强烈的地壳运动，海平面大幅度的升降变化等。第四纪地质环境的上述变化直接或间接地影响人类的发展与演化，因此第四纪与人类的关系最为密切。第四纪地质学自19世纪从地质学中分离出来，逐渐成为一门独立的学科。该分支主要解决两个方面的问题：其一，由于第四纪地层分布广、厚度变化大、相变大、松散、成分复杂、化石贫乏，生成环境复杂，因此确定第四纪标准层和拟定第四纪的地质年代表是研究第四纪的基础。其二，恢复第四纪古地理并阐明地壳运动的历史，地形与气候的演变及生物界的发展历史。

地貌学及第四纪地质学均是研究第四纪（地史中最新、延续时间最短的一个纪）的，它之所以成为一门独立的学科，概括起来有以下几方面的原因：

（1）第四纪与以前其他地质时期相比，最大的特点是人类及大规模冰川的出现与消失；第二是第四纪堆积物覆盖于地表，并且大部分是松散的，与人类的生存与发展关系密切；第三是第四纪生物群与现代生物群关系密切。

（2）与第四纪地质现象相适应，有一些不同于前第四纪地质历史的研究方法。例如，冰期与间冰期的划分，地貌学、考古学和古人类学的研究方法等。

（3）第四纪地质现象与人类的关系特别密切，如地质灾害的研究与防治是人类不可回避的问题，因而具有特殊的重要意义。

（4）第四纪地质现象保留完整，而且其地质过程仍在继续进行，研究这些现象和过程，有助于揭示和理解第四纪以前的地质历史，具有特殊的理论和方法学的意义。

（5）第四纪地层中蕴藏着丰富的矿产，如沙金矿、钴镍铬砂矿、锡钨砂矿、金刚石砂矿等。中国盐湖中锂和硼的蕴藏量居世界首位。

（6）在进行工程地质勘察时，不同类型的地形形态和第四纪堆积物在空间上的分布资料非常重要。例如，在山区道路工程设计中，铁路和公路通常是顺河修建，就是利用了河谷纵比降小的特点。又如，水库坝址和库区的选择，首先要考虑河谷的形态和第四纪堆积物的分布，坝区宜选在峡谷和第四纪堆积物较少的地段，库区则宜坐落在宽谷地段。

（7）大量地下水赋存于第四纪松散沉积物之中，许多大型工程（如水坝、水库、渠道、港湾、工厂和城镇）都建立在第四纪沉积物和一定地貌形态之上（如河流阶地、洪积扇、盆地和峡谷等）。因此，第四纪沉积物的年代分布、岩性、厚度和成因对地下水的形

成、分布、埋藏、水质、水量和运动规律有直接影响，与土层的工程力学性质也有很大关系。各种交通路线和管理工程要求避开不利因素（如山崩、地滑、泥石流和沼泽等），而某些地貌、第四纪对象（如溶洞、暗河、掩埋河谷、砂砾层等）则可作为提供地下贮水空间的有利场所。

（8）其他方面：农业、环境保护、地震研究、测量、军事、航片和卫片解释等等都需要一定的地貌学及第四纪地质学知识。

（9）人类的经济活动，在各种范围内都与地形及第四纪堆积物有关，利用地貌第四纪的资料能够多、快、好、省地进行地质测绘和找矿以及各种工程建设工作。

0.4 第四纪地质学与地貌学之间的关系

任何一种外动力地质作用，在塑造地貌形态的同时，也形成第四纪堆积物。因此，在研究地貌时，必须要研究有关的第四纪堆积物。地貌学、第四纪地质学常从不同的角度去研究同一对象，或研究同一作用的两个方面。在许多情况下，它们的研究成果互相补充、互相验证。此外，只有通过深入研究第四纪历史，才能阐明地貌形成发展历史的一些重大问题。例如，在研究第四纪堆积物的成因类型时，只有重视地貌条件的分析才能获得准确的结论；同时期地层的分布往往与地貌条件是分不开的，地层的出露通常在地形上的一定部位，如果一个地区的标准地层已经确定，运用地貌方法可以进行地层的横向对比；根据第四纪地层恢复古地理时，如果缺乏地貌学的观点是很难建立的，对于冰期中冰川范围的恢复更是如此；新构造运动的研究取决于地貌的研究成果，特别是构造运动的幅度和速率的确定。同样，离开了对第四纪历史的研究，地貌学的研究也很难深入，更无法获得显著的进展。

因此，多年的研究表明，结合地貌学来研究第四纪地质学能取得很好的效果。

0.5 地貌学及第四纪地质学的研究进展

0.5.1 地貌学研究

20世纪50年代以来，国外地貌学的发展特点是地貌学与数学、力学、物理学、化学、环境学、计算机科学等结合愈来愈多，使研究内容更加扩大和深入，逐步向定量预测地貌的方向发展。另外，由于板块构造理论的建立，海底地貌和构造地貌研究有突飞猛进的进展。生产建设的需要推动着地貌学的发展，20世纪60年代以来的石油勘探和道路建设带动了地貌学的繁荣，20世纪80年代和90年代相继出版的1：100万地貌图是在地貌研究取得一系列成果的基础上完成的。近年来，3S技术和地貌测年技术的应用，大大地提高了地貌学的研究效率和质量，使研究内容在宏观和微观两方面均有重大进展。

新中国成立后，特别是20世纪80年代以来，由于我国建设的需要，地貌学研究也得

到了较大的发展，在研究地貌过程、地貌发育规律和运用新技术方面都取得了很大进展。例如，系统地研究了黄河下游游荡河流的成因、多沙河流的河床演变特点和长江三峡的河流地貌等，为水利建设提供了许多重要的资料；活动构造地貌的研究，为地震预测和地震烈度提供了科学依据；在海港整治和海港选址方面，对海岸地貌的深入研究，为我国海港建设作出了一定贡献。此外，配合青藏高原隆升机制的研究，成因地貌学的研究近年来也有了长足的进展。水电开发促使了一些江河河段的地貌得到了深入而系统的研究，如金沙江溪洛渡地区河谷发育史研究，专项研究中众多的测年数据为将来大区域性地貌演化的深入分析奠定了基础。

随着社会的需要，地貌学正在与环境科学紧密结合，为人类保护自然环境服务，如近年来特别重视过度放牧或不合理耕种所引起的地表侵蚀、荒漠化及石漠化等问题。

0.5.2 第四纪地质学研究

由于第四纪地质学与现代人类活动关系非常密切，所以对它的研究也越来越受到人们的重视。

首先是在第四纪地层学研究方面，由于岩石地层学和生物地层学的地层剖面与钻孔资料的增多，以及沉积岩石学、测试技术和大地构造理论的发展，使人们对岩石地层学和生物地层学的认识更加全面、细致、客观，特别是对一些第四纪堆积物的成因有了全新的认识，为第四纪地层学的深入研究注入了活力。例如，通过黄土的颗粒成分、矿物成分、地球化学特征与结构、古地磁研究，对中国黄土成因的认识逐步趋于一致；通过黄土古土壤的研究，认为黄土至少记录了黄土堆积时期所经过的13个气候旋回。

第四纪测年学的发展日新月异。20世纪70年代开创的加速器质谱计^{14}C测年技术到80年代已趋成熟并日益得到广泛应用，同时80年代中期又出现了样品经过超纯处理的热离子质谱计铀系测年技术和光释光（OSL），以及^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl、^{4}He等测年新方法。此外，对已有的广泛应用的测年技术进行了改造，提高了它们的测年可靠性和扩展了它们的应用范围。例如，探索采用单色热释光信号（紫外TL、紫色TL）来测年，以减小测年值的不确定性。类似的探索在电子自旋共振（ESR）、裂变径迹（FT）和常规铀系测年方法上也都在进行。与此同时，建立和提供了不同尺度的全球性或区域性第四纪地层或气候事件年代表，如深海氧同位素地层年代表。

第四纪海洋地质学的研究揭示第四纪海岸线经历了多次大的波动，这与深海氧同位素的研究结果和第四纪冰川的消长呈很好的对应关系。

第四纪生物学的研究在无脊椎动物和脊椎动物方面都有较大的进展，更多的属种被发现，生物区系划分更细。古人类的研究更是硕果累累，发现点不断增多，出现的时代逐渐向前推进。

古气候学研究方面，随着新技术的应用以及地学各学科领域的发展，第四纪古气候中的一些重大问题如冰期成因、洋面变化、气候地层学等均有新的进展。其中，海洋微体古生物研究在确定古生物方面作出了重大贡献，通过对深海有孔虫介壳中氧同位素比值的研究，得到了迄今为止最为完整的全球性气候变化顺序记录，据此可以推算出海平面的变化幅度，为海平面变化的研究提供了新的信息。第四纪古气候的研究是当今全球变化研究的重要组成部分，引起了人们的极大关注。

1　第四纪地层划分

1.1　第四纪地层划分方法和下限问题

1.1.1　第四纪地层划分方法

1.1.1.1　*岩石地层学方法*

岩石地层学方法是根据第四纪地层的岩石学特征来划分地层的，是一种直观、实用的方法。与古生代地层不同，第四纪陆相地层所占比重较大，且这些陆相沉积物的特点是松散的，而且在岩相和厚度方面变化都很大，这就决定了这种方法在使用上的局限性，即只能在一定的区域范围内进行对比，如中国北方的离石黄土仅分布于秦岭以北的黄土分布区。

另外，较老的第四纪沉积物常呈固结或半固结状态，可以与新的沉积物相区别。

1.1.1.2　*生物地层学方法*

第四纪生物群的一个显著特点是含有现代生物属种，尽管有许多第四纪生物属种发生了明显的演化，但由于第四纪时限短，通常是根据生物共生组合如大熊猫–剑齿象动物群来划分第四纪地层的。

1.1.1.3　*年代地层学方法*

用岩石地层学及生物地层学方法来划分地层严格地讲均是区域性的，要建立洲际性的对比必须运用年代地层学方法。年代地层单位是指在一定地质时间内形成的所有地层。由于它不涉及具体的岩性，有利于洲际间的地层对比。这种资料依赖于测年资料，测年的精度直接影响到对比的精度。近年来，国际上测年技术有了长足的发展（见附录2），使测年的精度和可靠性有了较大的提高。但到目前为止，测年精度远没有达到完善的地步，还有待于进一步提高。

1.1.1.4　*构造与地貌学方法*

第四纪时期，地壳运动进入了一个新的阶段，即新构造运动时期，其运动的特点以大面积的升降、拱曲、翘起等为主，并能在局部地区产生褶曲和断裂，新构造运动具有节奏性的特征，所以可以作为第四纪地层划分的一种标志。

在构造沉降地区，可以根据沉积旋回进行地层划分；在构造上升地区，则可以依赖不整合的接触关系和侵蚀面来划分地层。第四纪的较老沉积物可能经受局部的构造变动而产生褶皱和断裂，可以与后期的沉积相区别，但要注意区别构造变动和非构造变动。

地貌的形成与新构造运动有密切的关系，而新构造运动的节奏性往往可以形成多层层

状地貌，如成层的阶地、夷平面、冲积扇及层状溶洞等，不同地貌部位的第四纪沉积，其地质时代是不相同的，所以根据地貌发育阶段来划分第四纪地层在区域地层对比方面具有十分重要的意义。

1.1.1.5　*气候地层学方法*

第四纪主要特征是气候的剧烈波动，出现了全球性的冰期和间冰期，促使了生物界和古地理环境发生了巨大的变化，也促进了人类的出现和发展，所以冰期与间冰期的存在是划分第四纪地层的主要依据和方法。根据这一特点，可将第四纪地层划分成一系列的暖期地层单位和冷期地层单位，这在区域性地层划分和对比中非常实用。

1.1.1.6　*古人类与考古学方法*

第四纪是人类发生和发展的时代，古人类化石和文化遗迹都具有划分时代的意义。人类是由古猿进化而成的。

对于这方面的研究方法较成熟，而且古人类化石在全球大陆上出现的情况大体相似，石器的演化也较明显，所以这种方法可以帮助我们确定第四纪下限以及对第四纪地层的划分和对比。

1.1.1.7　*古地磁方法*

古地磁方法是应用古地磁学的理论和手段研究地层的方法，又称古地磁地层学方法。地层的岩石磁性可作为岩性划分的依据，以及利用天然剩磁可确定地层形成时古磁极的位置和正、反方向等。

在 20 世纪 50 年代，由于用古地磁学研究地磁极的移动，从而使得大陆漂移说再次受到重视；到了 20 世纪 60 年代，由于对深海沉积物中古地磁极性倒转问题研究的开展，使人们发现古地磁极性倒转变化速度比磁极的移动要快得多，从而依据地磁极性变化拟定了古地磁极性年代表，为第四纪地质学研究提供了一种极为重要的测年方法。

地球上的岩石形成之后，因受到当时地球磁场的影响而发生磁化，分析岩石中的天然剩余磁性，可以了解岩石形成时的地磁极性。地磁极性、磁偏角、磁倾角都会随时间而发生变化。地球上同一年龄的岩石不论其类型、地区如何都具有相同的地磁性，或同是正极性（古地磁极性与现代地磁极性一致），或同是反极性（古地磁极性与现代地磁极性相反）。

地质历史时期，地磁极性呈现一系列不等频正、反交替变化，把极性时间保持在一百万年左右者，称为极性期，极性期分正极性期和反极性期。把极性时间保持在一万年到十万年左右者，称为极性事件，亦分正极性事件和反极性事件，极性事件从属于极性期。

1.1.2　第四纪的下限问题

第四纪下限的确定是一个长期争论的问题，其实质是对于第四纪下限划分原则有不同的认识，目前比较流行的有生物原则、气候原则和古人类原则。化石是划分相对地质年代的基石，但气候变冷及古人类的出现又是第四纪的两大事件，综合考虑这些因素来讨论第四纪的下限问题，将会得到大多数地质学家的认可。

目前对于第三纪与第四纪之间的界限位置，有以下几种观点。

（1）划在意大利剖面的 Astian 与 Piacenzian 层之下；在海洋剖面中，这一边界被划在

Globorotalia miocenica 的底部带；在古地磁表中，划在 Gilbert 世的底界。距今大致为 3.4 Ma。

（2）划在西欧的中 Vilafranchian 层之下，接近 Gauss 世的边界。距今大致为 2.5 Ma。主要依据为岩石地层和磁性地层。中国的午城黄土与底部红粘土有明显的界线，该界线恰为松山－高斯极性转变事件（M/G 的界线），其年龄定为 2.48 MaB. P.，2.60 MaB. P.，2.59 MaB. P. ～2.62 MaB. P. 。由于从红粘土转变为黄土被认为是一种气候转型事件，而黄土序列通常被认为是第四纪的产物，因此把午城黄土底作为第四系底界。在中国南海北部陆架此界线附近发现有生物灭绝事件，出现浮游有孔虫（Globorotalia multicameratan s. l.）的末现面，说明此时也是生物演化的转折点（刘嘉麒等，2000）。

（3）划在含北极软体动物和底栖动物群的 Calabrian 沉积物质之下，陆相沉积物的上 Vilafrantia chian 沉积物之下；海洋剖面中，划在 Globarata trancatulinoides 带的底部。距今为 1.87 Ma～1.67 Ma。依据主要有以下 3 个：

①根据生物地层，把海相沉积中盘星藻灭亡、深海有孔虫拟截锥圆辐虫出现视为更新世开始，以意大利的 Calabrian 组底为界，相当于氧同位素 62/63 阶界线；在陆相地层中则以含晚维拉方动物群的沉积层底界为第四系底界，其代表性地层为意大利的 Vrica 剖面，年龄为 1.6 MaB. P. ～1.8 MaB. P. 。在中国，泥河湾动物群与 Vilafranchian 期的 Olivola 动物群最为接近，因此泥河湾层与 Vrica 具有可比性。

②根据磁性地层，把 Olduvai 事件末作为第四纪的开始，其年龄介于 1.77 MaB. P. ～1.79 MaB. P. 。

③根据气候事件，则多瑙冰期开始之时（约 1.6 MaB. P.）便是第四纪的开始。国际地质大会推荐的这一边界得到许多地学工作者的认同（刘嘉麒等，2000）。

（4）划在西欧的 Cromerian 层之下，古地磁 Matuyama-Brunches 边界之下，接近 0.75 Ma。1932 年，INQUA 第二届大会决定将第四系下界放在维拉方层和当时认为与之相当的意大利南部的海相 Carabrian 的上面，相当于英国 Cromer 层的下界和中国周口店组的下界，约为 75 万年。

（5）古地磁 Mammoth 事件底部，或 Gauss-Gilbert 世之间。距今为 3.15Ma～3.4 Ma。

根据古地磁确定第四纪下限目前存在着几种观点：第一种观点认为第四纪下限位于 Olduvai 事件的底部，距今 1.8 Ma～2 Ma；第二种观点认为第四纪下限位于 Matuyama 反向期的底部，距今 2.4 Ma～2.5 Ma；第三种观点主张位于 Mammoth 事件或 Gauss-Gilbert 世的界限附近，距今约 3.15 Ma～3.4 Ma。

1.2 第四纪地层的划分

第四纪划分为更新世（Pleistocene）和全新世（Holocene）。更新世形成的地层为更新统，包括至少四次冰期和三次间冰期形成的冰期堆积物与间冰期堆积物（表 1－1）；全新世形成的地层为全新统，是冰后期的堆积物。

更新世可进一步分为早更新世（Q_1）、中更新世（Q_2）和晚更新世（Q_3），对应的年

代地层单位分别为下更新统、中更新统和上更新统。早、中更新世之间的界限划在倒数第二间冰期开始之前，古地磁 Matuyama-Brunches 事件的边界，距今 73 万年；中晚更新世边界划在最近一次间冰期的底部，大约距今 12.5 万年；晚更新世和全新世的界限一般划在距今 1 万年。

表 1－1　全球第四纪地层划分方案

<table>
<tr><th colspan="4">地层划分</th><th>阿尔卑斯</th><th>北欧</th><th>北美</th><th>非洲</th><th>中国</th></tr>
<tr><td rowspan="13">新生界</td><td rowspan="12">第四系</td><td colspan="2">全新统</td><td>冰后期</td><td>冰后期</td><td>冰后期</td><td>冰后期</td><td>冰后期</td></tr>
<tr><td rowspan="11">更新统</td><td rowspan="2">上更新统</td><td>Würm（玉木）</td><td>Wiechselian</td><td>Wisconsin</td><td>Gamlian pluvial</td><td>大理冰期</td></tr>
<tr><td>Riss-Würm interglacial（里斯－玉木）</td><td>Eemian</td><td>Sangamon</td><td>Interpluvial</td><td>庐山－大理间冰期</td></tr>
<tr><td rowspan="2">中更新统</td><td>Riss（里斯）</td><td>Saalian</td><td>Illionoian</td><td>Kanjeran Pluvial</td><td>庐山冰期</td></tr>
<tr><td>Mindel-Riss interglacial（明德－里斯）</td><td>Holstein</td><td>Yarmouth</td><td>Interpluvial</td><td>大姑－庐山间冰期</td></tr>
<tr><td rowspan="7">下更新统</td><td>Mindel（明德）</td><td>Elster</td><td>Kansan</td><td>Kamasian Pluvial</td><td>大姑冰期</td></tr>
<tr><td>Günz-Mindel interglacial（滚资－明德）</td><td>Cromerian interglacial</td><td>Aftonian</td><td>Interpluvial</td><td>鄱阳－大姑间冰期</td></tr>
<tr><td>Günz（滚资）</td><td></td><td>Nebraskan</td><td>Kagern Pluvial</td><td>鄱阳冰期</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Dounao（多瑙）</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Biber（比伯）</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>第三系</td><td>上新统</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
</table>

第四纪沉积物分布极广，除岩石裸露的陡峻山坡外，全球几乎到处被第四纪沉积物覆盖。第四纪沉积按成因可以分为冰川沉积、河流沉积（冲积、冰水堆积）、湖相沉积（泥沙、泥炭、膏盐、硅藻等）、风成沉积（风成砂、黄土及风成粘土）、洞穴沉积、海相沉积（物理沉积：泥沙；化学沉积：碳酸盐岩；生物沉积：珊瑚和硅藻）、残积、坡积、洪积（洪积、泥石流堆积）、生物沉积（泥炭、硅藻和鸟粪）和火山沉积（火山灰、火山碎屑和熔岩）等。

1.3　中国第四纪地层

在第四纪，中国亦存在着冰期，但由于中国所处的特殊地理位置，在第四纪更新世冰川发育时期，中国北方处在冰川和冰缘环境，而中国南方除少数高山地区发育山岳冰川外，大部分地区为非冰川环境。全新世中国绝大部分地区处在非冰川环境内。

从中国第四系类型来看，以秦岭－大别山为界，南北分野明显。秦岭－大别山以南，以湿热气候为特征，除少数地区发育冰川外，大部分地区发育湖积、冲积、洞穴堆积与重力堆积，含热带动植物群残骸。秦岭－大别山以北，则以风成砂、黄土和黑土发育为特征，所含动植物群既有寒带型，也有热带型，剖面上往往与冰期、间冰期对应。青藏高原的第四纪沉积物以冰川、冰水和冰水湖为主，形成了寒冷气候下的独特沉积区，永久冻土发育，厚度大。

1.3.1 华北地区第四纪地层

华北地区东至滨海，西达甘肃，北起内蒙古，南抵河南中部，第四系各统发育齐全。下更新统为泥河湾组及其同期沉积；中更新统为周口店组及其相当地层；上更新统为丁村组与马兰黄土及其相当地层；全新统为近代堆积层。

1.3.1.1 泥河湾组（Q_1）

泥河湾组标准剖面在河北省阳原县泥河湾村（图1－1），为一套河湖相沉积。泥河湾组可分上、下两段，其间存在一明显的侵蚀间断面。下段以浅红、棕色及微绿色砾石层及砂层为主，夹粉砂和粘土层，含淡水蚌壳，通称为绿泥河湾组。上段为浅红、黄棕、浅绿、灰白色的砂层及粘土层、灰泥层，习惯上称为黄泥河湾组。该组中含有三趾马－真马动物群（Proboscidipparion sinensis-Equus sp.）及大量的软体动物化石，动物群的特点是第三纪的动物仅有少量的残留，如Proboscidipparion sinensis（长鼻三趾马），Elasmotherium sp.（板齿犀）等，第四纪属种大量出现，如Equus sanmeniensis（三门马），Equus sp.（马），Bison palaeosinensi（野牛），Elephas sp.（象），Euctenoceros boulei（步氏大角鹿）等，代表了森林草原环境。

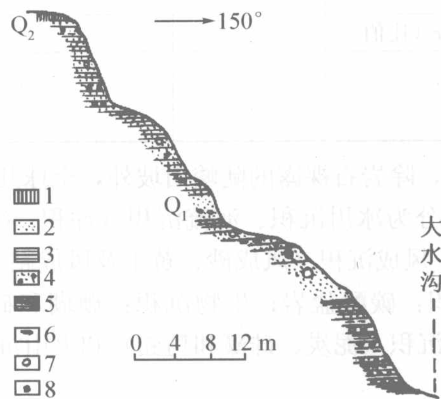


图1－1 泥河湾东窑子头大南沟口东壁地层（据汤英俊）

1. 黄土；2. 交错砂层；3. 砂；4. 砂砾；5. 粘土；6. 钙结核；7. 无脊椎动物化石；8. 脊椎动物化石

泥河湾组广泛分布在河北、陕西、山西等省的大中型山间盆地和谷地中。在山西大同一带，泥河湾组中还穿插多层火山熔岩和火山碎屑岩，表明泥河湾组形成时大同盆地有过多次热事件出现。在华北地区，与泥河湾组相当的地层还有河南三门峡地区的上三门组、

陕西榆林一带的上榆林组，它们也是早更新世河湖相沉积。在黄土高原广泛分布的午城黄土亦属早更新世的堆积物。

1.3.1.2 周口店组（Q_2）

周口店组位于北京西南房山县西山山麓，是闻名于世的北京猿人遗址所在地，以发育在奥陶纪灰岩中的洞穴堆积为代表（图1－2）。该组同样可以分为上、下两部分。上部为含厚层砂层和灰烬的灰岩角砾堆积；下部为含薄层钟乳砂层和灰烬的红色风化灰岩角砾堆积。周口店组含有北京猿人－肿骨鹿动物群（Sinanthropus pekinensis-Megaloceros pachyosteus），动物群的组合特点是第三纪动物群仅有少数残留，如 Megantereon inexpectatus（剑齿虎），早更新世出现的动物群仍然占有一定比例，中晚更新世特有的新种如 Magaloceros pachyostueus，Pseudaeus grayi（葛氏斑鹿），Ursus spelaeus（洞熊），Crocuta ultima（洞穴鬣狗）等大量出现，而且还有少量的现代种出现，如 Canis lupus（狼犬）等。



图1－2 北京猿人洞穴堆积及其所反映的古气候曲线（引自杨怀仁等）

1. 角砾岩；2. 灰烬；3. 石灰岩；4. 砂；5. 红色土；6. 泥砂；7. 砾石；8. 石灰岩

与周口店组同期沉积的地层有泄湖组、离石黄土龙骨山冰碛层及碧云寺冰期冰碛层。泄湖组标准地点在陕西蓝田的塬上和灞河的Ⅲ、Ⅳ级阶地上，该组产“蓝田猿人”，且由于蓝田公王岭猿人化石较“北京猿人”早一些，所以泄湖组下部的形成时代可能要比周口店组早一些。

离石黄土：广泛分布于黄土高原的离石黄土也属于中更新世沉积。

龙骨山冰碛层：在北京地区主要出露于周口店和西山潭寺一带，其分布范围不如朝阳冰期广泛，如在北京东郊的平原底部，冰碛物最远延至双桥附近，向东则大部分为冰水沉

积。孢粉组合中出现大量松科花粉，并以云杉为主，属暗针叶林类型，气候寒冷潮湿。龙骨山冰期相当于南方的大姑冰期。

碧云寺冰期冰碛层：仅在周口店、碧云寺、百花山等地的山间盆地中，为松散的黄色泥砾和黄色融冻泥石流堆积，该冰期相当于南方的庐山冰期。

1.3.1.3 丁村组（Q_3）

丁村组标准地点在山西襄汾县丁村至柴庄间的汾河（Ⅲ级阶地底部的砂砾层），因该剖面中挖掘出大量脊椎动物化石、人类化石及文化遗物而驰名。其石器已有部分经过第二次加工，并有两面打制和使用的薄石片等，属旧石器时代中期。与丁村文化伴生的哺乳动物有纳玛象（Elephas cf. namadicus）、原始牛（Bos primigenius）、三门马（Equus sanmeniensis）、野驴（Equus hemionus pallas）、披毛犀（Coelodonta antiquitatis）、梅氏犀（Rhinoceros mercki）、大角鹿（Sinomeceros sp.）、水牛（Bubalus sp.）等，还有大量河蚌。

与丁村组同期沉积的地层还有萨拉乌苏组及马兰黄土。

萨拉乌苏组标准地点在内蒙古河套的萨拉乌苏，以黄、灰黄、灰绿色粉细砂为主，夹含钙质结核的黄土状砂质粘土及粘质砂土，具水平层理和交错层理，为河湖相沉积。在这一地层中发现的“河套人化石”及“纳玛象－晚期鬣狗动物群（Elephas-Hyaena）”，后者又称萨拉乌苏动物群，为中国北方晚更新世标准动物群。萨拉乌苏组广布于黄河中游和华北其他地区。

马兰黄土在华北地区分布广泛，尤其在黄土高原地区。一般认为其成因以风成为主，局部有坡积、冲积和洪积等成因。

1.3.1.4 近代沉积（Q_4）

根据北京郊区的埋藏泥炭层的孢粉分析，可以划分为三组：

（1）刘斌屯组：泥炭层下部，以松属花粉为主，气候温凉，^{14}C测年为9515±230年。相当于前北方期和北方期，地质时代属早全新世。华北平原上该期以河流和河湖相为主。

（2）尹各庄组：泥炭层中部，阔叶花粉大量出现，气候温暖，相当于大西洋期和亚北方期，地质时代属中全新世。华北平原上该期以河湖相和海相为主。

（3）肖家河组：泥炭层上部，以松属花粉为主，气候温凉，相当于亚大西洋期，地质时代属晚全新世。华北平原上该期以湖相沉积为主。

在渤海湾地区也可划出相应的三层：

（1）泥炭或沼泽沉积层：埋深16.2(12.1)m～14.7(9.5)m，南排河口上淤泥层^{14}C测年为9120±175年，相当于刘斌屯组。

（2）海相层：埋深14.7(9.5)m～5.0(2.0)m，海侵范围大致相当于天津至黄骅一带的4 m等高线的地区，天津静海四党口淤泥层^{14}C测定结果为7920±655年。山东海兴高湾上泥炭层为5030±150年，相当于尹各庄组。

（3）沼泽沉积层：埋深5.0(2.0)m～0 m，天津巨葛庄第三贝壳堤^{14}C测年为3400±115年，相当于肖家河组。

北方区全新世的古文化以陕西大荔的中石器时代的沙苑文化、新石器时代的仰韶文化、龙山文化和殷墟文化为代表。

1.3.2 东北地区第四纪地层

东北区包括黑龙江、吉林、辽宁三省。本区主要特点是黑土广泛分布，一般的表有2 m厚的黑土堆积；火山活动频繁。松辽平原的第四系较厚，以湖相和湖沼相堆积为主，厚数十米至两百余米。大兴安岭以冰积为主。

1.3.2.1 下更新统白土山组

本组埋深于100 m~120 m，上部为棕褐色砂质粘土，含少量铁锰质结核、砂砾和碎石；下部为砖红色磨圆度较差的砂砾、卵石及白色细砂层，夹粘土透镜体，厚5 m~80 m。大兴安岭地区与其同期冰碛物为块砾、卵石、砂和粘土等组成的褐色泥砾。

1.3.2.2 中更新统大青山组

本组广泛分布于松辽平原，以灰绿色粉、细砂层为主，夹薄层为灰绿色粘性土透镜体，水平层理和交错层理较发育。在黑龙江省东部和北部的高平原地区，为淡黄色、棕黄色或黄褐色的亚粘土一荒山组。

1.3.2.3 上更新统诺敏河组

本组广泛分布于大兴安岭东麓，属冰川、冰水堆积，此外同期沉积还有广布于黑龙江东部和北部高平原区的哈尔滨组（以黄色亚粘土为主）、见于黑龙江西南部低平原区的林甸组（黑色淤泥质亚粘土为主）、广布于松辽平原的顾乡屯组（黄色和灰绿色中、细砂或粉、细砂）。

1.3.2.4 全新统

全新统为现代冲积层、湖沼相堆积、风成砂堆积。主要分布在河床、河漫滩，由中、细砂组成，在下游为细、粉砂夹泥炭，厚5 m~15 m。在黑山地区有玄武岩形成；辽河平原黑土广布。老黑山玄武岩，分布于德都五大连池，由最后一次火山爆发（1719年—1721年）形成，岩性为黑色碱性玄武岩，还有火山角砾岩与火山弹等组成的火山碎屑岩。

1.3.3 南方地区第四纪地层

南方地区包括秦岭、大别山以南和青藏高原以东的广大地区，分为华南区和西南区。华南区气候湿热，第四纪以来大多没有经历过冰川作用，普遍发育红色风化壳。南方地区第四纪沉积类型多样，有冲积、湖积、残积和冰碛等，现以长江中下游、四川盆地和滇中盆地为代表作简要介绍。

1.3.3.1 下更新统

（1）龙川组冰碛层：位于云南元谋组之下，具擦痕和压裂等现象的泥砾，已半成岩，并经构造变动而发生变形，磁性年龄为距今300余万年。

（2）元谋组：分布于云南元谋盆地，为一套以粘土、砂层、砂砾层等为主的河湖相沉积，厚659 m。元谋组上部含有元谋猿人（Homo（sinanthropus）erectus yunmouensis）、旧石器和哺乳动物化石，如云南马（Equus yunnanensis）、中国爪兽（Nestoritherium sinense）、上新鹿（Cervoceros novorossiae）、桑氏鬣狗（Hyaena licenti）和鹿（Cervus sp.）等。动物群的特点是残留有第三纪动物，如中国爪兽、上新鹿；出现早更新世典型动物，如桑氏鬣狗、云南马。元谋组的孢粉分析揭示从下到上，逐渐由热带、亚热带的气候转

为凉爽。据古地磁测定，该组距今150万年至310万年。在攀西地区，与元谋组时代大致相当的地层为昔格达组，以河湖相的灰色及土地黄色为主的粘土、粉砂和中细砂层旋回组成。

(3) 鄱阳一大姑间冰期堆积 是南方地区河湖相堆积或红土化发育的一个主要时期。

鄱阳冰期：冰碛层见于江西庐山地区，为一套降色泥砾，胶结紧密，砾石风化很深，剖面网纹发育，白色高岭土条带小而密集，氧化铁和铝土约占13%以上，硅石含量65%左右。与鄱阳冰期同期的堆积有湘西雪峰山桐木冰期的红色泥砾，大别山第一冰期的深风化泥砾等。

大姑冰期：冰碛层在庐山地区为红色泥砾，条纹石极多，较鄱阳冰期的泥砾松散，颜色较浅，风化较浅，也有网纹发育。与大姑冰期同期的堆积有雪峰山长迹冰期的棕红色泥砾、大别山第二冰期的虫状红色粘土等。

1.3.3.2 中更新统

大姑－庐山间冰期堆积：大姑－庐山间冰期是第四纪以来中国南方湿热化最高的时期，它促进了富硅铝化和富铝化红色风化壳的发展，堆积形成网纹红土，或使前期的冰碛及其他堆积经湿热风化而具网纹红土化现象。广布于我国南方中晚更新世的大熊猫一剑齿象动物群，主要生存在这一阶段。

庐山冰期：冰碛层在庐山地区为棕黄色泥砾，无高岭土条带或白斑，上覆黄褐色粘土，结构疏松，未经湿热风化。

1.3.3.3 上更新统

庐山－大理间冰期：堆积主要为河湖相和泥炭堆积，或形成风化壳。此期地层普遍含有大熊猫－剑齿象动物群。

大理冰期：冰碛层以滇西北玉龙雪山海拔4000 m～5000 m的冰碛为代表，其特点是冰蚀和冰碛形态保存完整，堆积物风化程度低，分布面积小，仅在云贵及川西高山地区零星分布。

在川西、三峡和长江下游的南京附近，有风成的黄土状粘土、亚粘土和粉砂土堆积，分别称为成都粘土，巫山黄土和下蜀粘土。成都粘土呈灰黄棕色，致密粘重，含大量钙质结核，厚数米至十余米，广泛分布于川西平原和川中的涪江、沱江流域，常呈被盖式掩覆在二级阶地以上的不同级别的阶地和山坡上，或充填在丘陵区的古代冲沟－坳沟底部，与网纹红土、雅安砾石层及其他前期沉积呈角度不整合接触，有人认为，成都粘土可能是庐山冰期冰缘堆积。巫山黄土是黄土状粉砂土，呈浅灰黄色，多孔隙，垂直节理发育，含钙质结核，略有胶结，厚数米至二十米，分布在长江三峡的巫山－奉节和秭归地区，呈被盖式覆盖在二级阶地以上的阶地和山坡上，曾发现有东方剑齿象。下蜀粘土的上层为灰黄色砂质粘土，下层为棕黄至棕红色粘土，风化较深，有时有底砾层，含钙质结核，广泛分布在长江下游两岸的山顶、谷坡和阶地上，与前期地层呈清晰的角度不整合，含有大量的陆生淡水腹足类化石，其中，76%以上为现代种。

在广西柳江县通天镇的洞穴内，发现了柳江人和大熊猫洞穴亚种、东方剑齿象、巨貘、中国犀、豪猪等哺乳动物化石。

1.3.3.4 全新统

全新统主要形成现代河床、河漫滩、一级阶地和其他成因的最新堆积。以四川为例，可以划分以下几个时期。

（1）资阳期阶地沉积：长江及其主要支流的一级阶地，以资阳人化石产地所在的资阳阶地和重庆北碚黄桷树阶地为代表，其共同特征是阶地形态保存完整，砾石排列整齐，砂或亚砂土充填，常具有规则的斜层理和水平层理，冲积二元结构极明显，古树^{14}C测年为距今6740年—7500年。在四川盆地的许多地点如潼南、乐至、人寿等地，同期的泥炭层内部发现有与资阳相同的东方剑齿象等哺乳动物群化石。

（2）江北期次生胶结砂、砾石层：分布在长江及其主要支流的沿岸，洪枯水位边幅带和地下水溢出带内，为砾石、角砾、砂和亚砂土等松散沉积。

（3）现代沉积：晚全新世亚大西洋期以来的沉积，主要分布在河谷带内河床和河漫滩的表层，平原区常有湖沼相沉积。

1.3.4 西北地区第四纪地层

西北地区指昆仑山、阿尔金山、祁连山以北与贺兰山以西的广大地区，包括新疆、青海、甘肃及宁夏的一部分。区内第四纪初期，湖相堆积普遍，晚期为风积。

河西走廊第四系从老到新分别发育玉门砾石层（Q_1），酒泉砾石层（Q_2），湖沼相粘质砂土、砂质粘土及化学沉积（Q_{3-4}），风成沙丘（Q_4）。

新疆库车一带第四系以西域砾石层最为典型，西域砾石层为一套灰绿色粗大砾石层夹黄色粉砂层，属冰川堆积。

1.3.5 西藏地区第四纪地层

西藏地区第四系最典型的特点是代表寒冷气候的冰川作用和代表温暖气候的间冰期堆积在剖面上交替出现，这一特点是划分西藏地区第四系的基本依据。从老到新，可以划分出希夏邦马冰期冰碛、帕里间冰期堆积、聂聂雄拉冰期堆积、加布拉间冰期堆积、珠穆朗玛冰期堆积。

1.3.5.1 下更新统

（1）希夏邦马冰期冰碛层：冰碛物分布于西夏邦马北坡和丘顶，为砂砾层夹湖相粉砂岩和粘土岩，厚210.7 m，砾石表面具冰川擦痕。

（2）帕里间冰期堆积：堆积物为湖相，为灰白－黄灰色砂砾岩，夹粘土及砂质粘土和黑褐色炭质层，含孢粉和植物化石，植被属于温暖气候条件下的针阔叶混交林，厚26.2 m。

1.3.5.2 中更新统

中更新统主要分布在喜马拉雅山北坡到波曲河谷、雅鲁藏布江河谷一带，下部为聂聂雄拉冰期冰碛砾石层，属巨型的山麓冰川堆积；上部为加布拉间冰期湖相的亚粘土及湖滨相砂层、细砂层，为红色风化壳，由枯黄色、红色粘土带组成，属温暖湿润气候。

1.3.5.3 上更新统

珠穆朗玛冰期冰碛层　该层分布于热久藏布河东西两岸，为山谷冰川。冰碛砾石层构成拔河300 m左右的宽大侧积垄。

1.3.5.4 全新统

全新统下部为亚里期石灰华堆积，含新石器和哺乳动物化石；中部绒布德寺小冰期冰碛；上部为冰川终碛、湖相淤泥、泥炭及河流相砂砾等。

2 第四纪生物界

2.1 概述

第四纪生物界的总体面貌和现代生物界是基本相似的，其原因是第四纪所经历的时间太短——仅相当于地质年代中的两个单位时间（一个单位时间为100万年）而已。

第四纪生物界是在第三纪生物界基础上发展起来的，早更新世生物面貌与第三纪生物面貌虽有差别，但联系仍很密切。这表明在喜山运动之后的早更新世，全球的生物地理环境并未发生剧烈的变化。

从演化的进程来看，第四纪生物界比植物界要明显一些，而且陆生生物比海洋生物要显著一些，其中陆生脊椎动物特别是哺乳动物要比陆生无脊椎动物明显一些。因此，在第四纪地层划分和对比中，哺乳动物化石有着举足轻重的作用。

2.2 第四纪哺乳动物

2.2.1 第四纪哺乳动物的特征

新生代是哺乳动物的时代。在经历了温暖的第三纪进入第四纪后，由于气候周期性的冷暖变化，第四纪哺乳动物发生大规模迁徙。此间通过优胜劣汰，一些种属先后绝灭，同时出现一些能适应新环境的新属种，构成了第四纪哺乳动物演变的一个主要特征。

上新世晚期，欧、亚、非广大地区大陆上的温带及热带地区的哺乳动物仍是"三趾马动物群"的后代，它们居住在气候相当温暖、雨量充沛的森林草原地带。热带草原区，低温平原和森林丛生的宽阔河流、湖泊、沼泽地区的属种，代表性的有三趾马、双角犀、鹿、貘、河马、大骆驼、乳齿象、剑齿象等。

更新世早期，在亚洲北部和欧洲，上新世亚热带的喜暖型动物大多绝灭，代之而起的是能适应温和气候的新群组，主要代表有南方象、啮齿象、巨大的马以及上新世的残遗者，如野牛和双角犀等。由于白令海峡地区陆桥的存在，欧亚大陆与北美大陆哺乳动物能经过它往东或往西迁移，使全北区（Thenius 将全球分为5个动物地理区，即全北区、新热带区、古热带区、澳大利亚区和南极区，其中全北区包括欧亚大陆和北美大陆）动物群总体面貌基本相似，这种现象一直持续到近代。

更新世中期，由于北半球大陆性气候加强，无森林地带不断扩展，动物群的性质也随

之改变，出现了能适应大陆性气候和草原气候的动物群，代表性的属种有长角野牛、大角鹿、驯鹿、巨大的骆驼、高鼻羚羊、大型南方马和小型北方马等。当冰期出现时在北半球冰盖的南部地区出现了能适应极地环境的喜寒动物群，如披着密毛的猛犸象、披毛犀、麝牛、北方鹿、北极狐等。这种喜寒的，以猛犸象和披毛犀为代表的动物群随着冰川的发展，一直延续到晚更新世。

更新世晚期，原始牛和短角野牛分布很广，并在后来演化成两支：一支是草原型的美洲野牛；另一支是广布于美洲和欧洲的森林型高加索野牛。属于森林型的还有赤鹿、褐熊、獾、野猪、河狸等，属于草原型的动物有羚羊、马、金花鼠和跳鼠等。

全新世动物群的面貌与现代的基本一致。

此外，由于青藏高原等东西向山系在第四纪的快速崛起，导致亚洲东南部哺乳动物与全北区存在明显的差异，构成古热带区。新生代的大陆分裂和漂移，出现了两个相对独立的动物区系，即南美和部分中美洲新热带动物区系和澳大利亚、新几内亚以及相邻岛屿组成的澳大利亚区；由于大洋的隔离，出现了一些特殊的动物群，如有袋类、鸭嘴兽等。

2.2.2 中国第四纪哺乳动物

2.2.2.1 早更新世哺乳动物群

（1）华北地区哺乳动物群：在华北地区为长鼻三趾马－真马（Proboscidipparion-Equus）为代表的“泥河湾动物群”。该动物群的主要特征有：

①首次出现了第四纪特有的种属，如真马、野牛（Bison）、象（Elephas）、狼（Canis）、熊（Ursus）、羚羊（Gazelle）和羊（Oris）。

②保存有上新世“三趾马动物群”的残余，如长鼻三趾马、剑齿虎、爪兽、猎狗和犀牛等。

③出现一些特殊的种类，如丁氏田鼠（Sipheneo tingi）、双岔鹿（Cervus（Elephnurus）bifureatus）、小鹿（Cervus boulli）和水鹿（Cervus（Rusa）elegans）等。泥河湾动物群属森林草原动物群，其中森林性动物群多于草原性动物群。

（2）南方地区动物群：以云南“元谋动物群”为代表。该动物群的最大特点是既有大量第四纪属种又有相当数量的上新世“三趾马动物群”分子。

2.2.2.2 中更新世动物群

华北地区称为“中国猿人－肿骨鹿”（Sinanthropus-Sinomegaceros）动物群，即周口店动物群。该动物群的主要特点有：

①中更新世新种的出现，如中国猿人北京种（Sinanthropus pekinensis）、肿骨鹿（Sinomegaceros pachyosteus）和纳玛象（Elephas cf. namadicus）（图2－1、图2－2）等。

②许多现代的属种在此时首次出现，如食虫类的白鼹（Scaptochirus），刺猬（Erinaceus）；食肉类的狼（Canis lupus）、狸狼（Nyctereutes）、豹（Felis pardus）、野狸（Felis micortis）；啮齿类的野鼠（Cricetulus）、田鼠（Microtus）和鼠类（Mus rattus，Moschus，Macucus）等等。

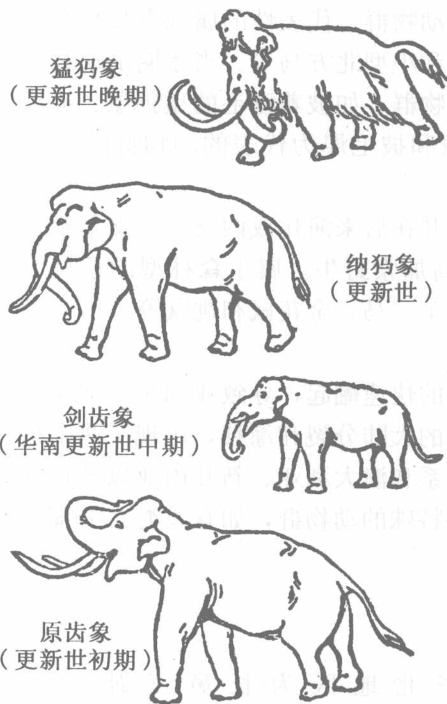


图 2－1　中国第四纪四种象类化石

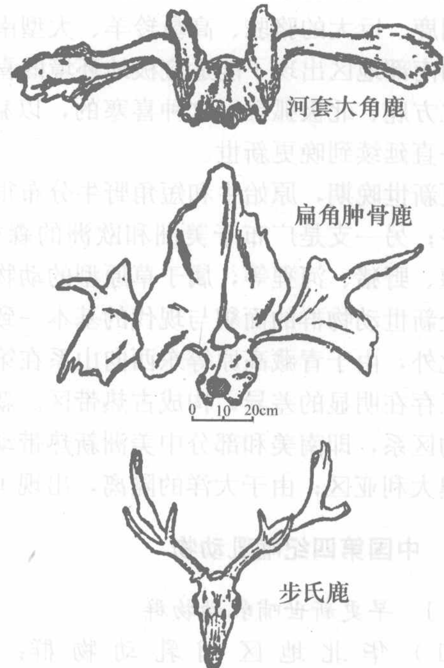


图 2－2　中国第四纪三种鹿类化石
步氏鹿：更新世早期；扁角肿骨鹿：更新世中期；河套大角鹿：更新世晚期

③有少量长鼻三趾马－真马动物群的残留如中国鬣狗。

华南地区中更新世哺乳动物群主要发现于四川、广西、云南、江苏和浙江等地的洞穴堆积物中，称为“剑齿象－大熊猫”动物群或“黑猩猩－大熊猫（Pongo-Ailuropoda）”动物群。典型地点在四川万县盐井沟。该动物群的主要特征有：

①动物群中有许多特殊的类型，如猩猩（Pongo cf. satyrus）、巨猿（Gigantopithecus）、大熊猫（Ailuropoda）、巨貘（Megatapirus）、中国犀（Rhinoceros sinensis）、东方剑齿象（Stegodon orientalis）等。

②动物群中出现了典型的南方种类，如猪獾（Arctonyx）、竹鼠（Rhizomwys）和水鹿（Rusa）等。

③有一些华北区的种类，如虎（Felis tigris）、豺、水牛（Bubalus）、野猪（Sus）、熊及较多的小啮齿类。

④仍有一些上新世的残留分子，如乳齿象等。

⑤含中更新世常见的种类，如晚期鬣狗（Hyaena ultima）、纳玛象（Elephas cf. namadicus）。

2.2.2.3　*晚更新世动物群*

（1）中国北方哺乳动物群：该动物群分布于北方马兰黄土层中，称为萨拉乌苏动物群，即纳玛象－晚期鬣狗动物群，标准地点在内蒙古河套的萨拉乌苏。该动物群以纳玛象、原始牛、披毛犀、赤鹿、河套中国大角鹿、王氏牛等化石为代表。其主要特点有：

①晚更新世的种类得到了充分的发展，数量增多，体形增大，如洞穴鬣狗、鄂尔多斯大角鹿和披毛犀等。

②出现现代的种类，如新人、狸狼、方氏田鼠、蒲氏马、野驴、斑鹿和蒲氏羚羊等。

③一些属中更新世的属种，如三门马、梅氏犀及中国鬣狗等在这个动物群中已经消失，绝灭种占32%。

(2) 山顶洞动物群：动物群标准地点在北京周口店。动物群的面貌与撒拉乌苏动物群相似，但出现了一些南方型属种如猎豹（Cynailurus cf. jubatus）、香猫（Paguma larvata）、真象（Elephas sp.），而且现代属种所占比重增加，绝灭种仅占12.1%。

(3) 猛犸象-披毛犀动物群（Mammuthus-Coelodonta）：在东北地区，晚更新世出现的动物群为猛犸象-披毛犀动物群，标准地点在内蒙古的扎赉诺尔、哈尔滨附近的顾乡屯和吉林榆林的周家油房。其特征有：

①典型的北方种类占优势，如猛犸象、披毛犀、驼鹿（Ales），揭示当时该区气候寒冷。

②含较多的现代属种。

③有现代已经绝灭的种类：原始牛、晚期鬣狗、三门马、梅氏犀、河套大角鹿、王氏水牛等。

根据测年资料，猛犸象-披毛犀动物群与萨拉乌苏动物群时代上相当，但在组成上，后者无猛犸象和野牛，气候上前者生存环境要冷于后者。

(4) 含新人“大熊猫-剑齿象”动物群：这类动物群出现于晚更新世中国南方，基本面貌与中更新世类似，在动物群中发现有早期智人化石或晚期智人化石。

2.2.2.4 全新世动物群

我国全新世初期的动物群仅在华北地区有所了解，其主要代表是四不象鹿（Elaphurus davidainnus），故称四不象鹿动物群。

从此以后，即为现代动物群的形成时期，已超过本书讨论范畴，故不做进一步讨论。

2.3 人类的发展与石器

2.3.1 人类发展的主要阶段

人类由古猿进化而来，划时代的标志有：能制造和使用工具，并可能学会用天然火烹制食物和防御野兽，在共同劳动和生活中逐渐产生了语言。其发展可以划分为三个阶段，即猿人阶段、古人阶段和新人阶段。

(1) 猿人阶段。猿人阶段可进一步分为以下两个时期：

①直立猿人（Pithecanthropus）时期。直立猿人的主要特点是脑容量较类猿人多，可达850 ml（类猿人仅600 ml），头型指数72.5，属长头型；颅高率为74，但额部仍旧低平，眉骨嵴高突，额短，整个头骨下宽上狭，头顶上的中始嵴也相当显著，头高105 mm，头骨厚10 mm；牙齿特点与类猿人相似；大腿骨更显得进步。表明这一时期，手足有了明

确的分工，称为人类与类人猿间的过渡群体。

②“中国猿人”（Sinanthropus）时期。中国猿人发现于北京周口店西南面 42 km 的周口店石灰岩洞穴中。其骨骼的主要特点有：头盖骨还相当低平，两眼孔之间的眉骨嵴显著地突起，并且在鼻骨之上连接起来，所以眉间区特别隆起，在眉骨与前额之间形成一条深沟；头骨高 115 mm，平均脑容量 1075 ml；其额倾角 58°（现代人 72°），头骨平均厚度 9.7 mm。

（2）古人阶段（Homo sapiens）。古人阶段是指中更新世晚期至晚更新世，距今 4 万年至 20 万年。此时的人的体质特征虽然仍保留一些原始性，但经过长期劳动，已有很大进步，脑容量增加至 1300 ml～1600 ml，骨质变薄，能完全直立等。

（3）新人阶段。新人阶段约出现在 4 万年前，此时的人的体征已与现代人基本相同。

考古学上将第四纪划分为旧石器时代、中石器时代和新石器时代（表 2－1）。旧石器时代的时间最长，几乎覆盖了整个更新世；中石器时代仅为更新世末期和全新世初期；新石器时代属全新世早中期（图 2－3）。之后，便是铜器时代、铁器时代和现代。

表 2－1　地质时代、考古时代与人类发展阶段对照表

<table>
<tr><th colspan="3">地质时代</th><th colspan="3">考古阶段</th><th colspan="2">人类发展阶段</th></tr>
<tr><td rowspan="8">第四纪</td><td colspan="2" rowspan="3">全新世</td><td colspan="3">现代</td><td colspan="2" rowspan="4">现代人</td></tr>
<tr><td colspan="3">新石器时代</td></tr>
<tr><td colspan="3" rowspan="2">中石器时代</td></tr>
<tr><td rowspan="5">更新世</td><td rowspan="3">晚期</td></tr>
<tr><td rowspan="4">旧石器时代</td><td colspan="2">晚期</td><td colspan="2">新人阶段</td></tr>
<tr><td colspan="2">中期</td><td colspan="2">古人阶段</td></tr>
<tr><td>中期</td><td rowspan="2">初期</td><td>后一阶段</td><td rowspan="2">猿人阶段</td><td>晚期</td></tr>
<tr><td>早期</td><td>前一阶段</td><td>早期</td></tr>
</table>

旧石器是原始人类利用天然石料（特别是河床砾石），用手握石相互打击，劈裂而成，总称为打击器。进入旧石器时代晚期人类学会了结网捕鱼、人工取火、借助工具捕猎，并进入母系社会。

中石器时代距今 7000 年—15000 年，大体已进入全新世早期。这一时期以磨制细小或打击精致的石器为特征，人类发明了弓箭，开始训养狗等动物，提高了狩猎的能力。

新石器时代属全新世早中期，此时人类除打制石器外，已普遍使用磨制的各种定型石器和骨器，工具及样式都很多，同时陶器也很发达，有彩陶和黑陶等。

2.3.2　人类的演化特征

继南方古猿之后，古猿进一步演化到猿人阶段。猿人尽管在体质上仍保留了古猿的特征，如头盖骨低平、颅腔小、眉脊突出和下颌不显等，但与古猿已有本质的不同。猿人能制造工具，如打击石器等，更重要的是猿人已经会使用火，火的使用使大脑得到了进一步的发展，脑容量从直立古猿时期的 850 ml 增加到中国猿人时期的 1075 ml，几乎是南方古猿的两倍。



(a)“南方古猿”的石器
(b)“北方古猿”的石器
(c) 智人阶段早期的石器
(d) 智人阶段晚期的石器
(e) 新石器时代的石器

图 2-3 中国代表性的石器

在距今 20 万年至 4 万年间，人类发展进入了一个新阶段——古人阶段。随着脑容量的增加，人工取火的实现，人类已能成功地适应各种复杂的环境，并通过制造定型的石器从事生产活动。

距今 4 万年，人类跨入了新人阶段，在相貌、体态及脑容量上与现代人接近，通过制造复杂的石器，使人类的分工和获取事物的途径更加广泛、效率更高。

距今 1 万年左右，人类进入了一个全新的时期——现代人阶段。这一阶段，人类在很短的时间经历了新石器、青铜器和铁器时代，在工具制造上逐渐摆脱了天然材料，掌握了陶器制作和冶炼技术，使人类得到了空前的发展。

2.3.3 中国的古人类

早更新世人类化石在中国发现的不多，20 世纪 60 年代云南元谋猿人门齿化石的发现

及相关的研究已经表明，在170万年前在中国的大地上已有人类生存过。中更新世的人类化石在我国有多处发现，如陕西蓝田发现了蓝田猿人化石、北京周口店龙骨山洞穴内发现了北京猿人、陕西大荔县发现了大荔人化石，上述化石均是猿人阶段的人类化石。晚更新世早期人类化石发现地点较多，如广东韶关马坝马坝人化石点、湖北长阳下钟家湾长阳人化石点、山西临汾丁村丁村人化石点、内蒙古乌审旗河套人化石点，这些化石是古人阶段的人类化石，体格形态趋近于现代人，与化石群伴有的石器较猿人阶段精致、复杂。晚更新世中晚期新人阶段保存的人类化石更多，有广西柳江的柳江人、四川资阳黄鳝溪的资阳人、北京周口店的山顶洞人和内蒙古扎赉诺尔人，体格上更趋近于现代人，石器制作工艺更加先进，类型和用途更加多样化。全新世人类化石保存得最为完整，相关的考古资料相当丰富，研究表明，在这短短的1万年时间里，人类社会得到了空前的发展。

2.4 中国第四纪植物群的特征

第四纪植物群是在第三纪植物群的基础上发展起来的，因此在植物群面貌上仍有第三纪植物群的一些特点。第四纪冰川的到来，加速了植物群的分化与演化。首先是生态类型发生了变化，由木本植物演化出一年生草本植物，通过一岁一枯荣，利用种子或深埋于地下的根部来绕避寒冷、延续生命。其次是大规模纬向迁移来适应周期性的变冷气候，冰期植被大规模向低纬度迁移，间冰期和冰后期植物向高纬度推进。在我国，植被的迁移除全球性的南北迁移外，还沿经度方向迁移，这主要在中国东部、中部季风区和内陆区。此外，还会作垂直方向的迁移，这种迁移局限于山岳地区。通过长期演化形成现今中国的植物地理区系（表2—2、图2—4）。

表2—2 中国植被区域特征

植被区域	优势典型植被类型及其组合	反映水平带的优势植被区系特征	山地植被垂直带谱的特征	气候、土壤带
大兴安岭北部落叶针叶林区域（欧亚大陆泰加林区域的一部分）	寒温落叶针叶林	松科的落叶松属，只有少数阔叶属种，如桦树的棘皮桦、壳斗科的蒙古栎等	全山以寒温针叶林为主，无落叶阔叶林带，中、上部出现寒温带常绿针叶林	寒温带棕色泰加林土
东北、华北落叶阔叶林区域（远东季风落叶阔叶林区域的一部分）	落叶阔叶林、温带和暖温带针叶林	壳斗科的栎属（落叶）、椴科、桦科、胡桃科、榆科、木犀科、槭树科等	除山顶外，全山各带都含落叶阔叶林成分，山上都有针叶落叶阔叶林带和寒温针叶林带，北部山顶有苔原，南部亚高山草甸灌丛	温带灰棕色森林土和暖温带棕色森林土、褐色土

续表 2—2

植被区域	优势典型植被类型及其组合	反映水平带的优势植被区系特征	山地植被垂直带谱的特征	气候、土壤带
华中、西南常绿阔叶林区域（远东季风常绿阔叶林区域的一部分）	常绿阔叶林、落叶—常绿阔叶混交林、亚热带针叶林，西部有硬叶常绿阔叶林和肉质有刺灌丛	壳斗科的槲栎属、石柯属、山茶科、冬青科、杜鹃科、金楼梅科、木兰科、五加科、茜草科、紫金牛科、松属、柳杉属、山木属、柏木属等	全山各带均含有常绿阔叶树成分。山上有含针叶的阔叶—常绿阔叶混交林、寒温针叶林带，山顶有常绿阔叶灌丛带，西部有硬叶常绿阔叶林和肉质有刺灌丛	温湿气候，亚热带红壤、黄壤、黄棕壤
华南、西南雨林区域（印度季风雨林区域的一部分）	雨林性常绿阔叶林、常绿阔叶雨林、常绿阔叶—落叶阔叶季雨林，海边有红树林及肉质有刺灌丛	梧桐科、大戟科、桃金娘科、桑科、龙脑香科、豆科、无患子科、棕榈科、番荔枝科、夹竹桃科、漆树科、仙人掌科、猪笼草科、红树科、芭蕉科等	南部全山为常绿阔叶林带，没有落叶阔叶林带	热带砖红壤性土、砖红壤
内蒙古、东北草原区域（欧亚大陆草原区域的一部分）	温带草原	禾本科的针茅属为主，还有羊草科、芨芨草科、豆科、莎草科、百合科、菊科等	森林草原带山麓有落叶阔叶林带，典型草原带上有小叶林带	温带半湿润、半干旱气候，黑钙土、暗栗钙土和暖温带栗钙土、黑垆土
新、蒙、青荒漠区域（欧亚荒漠区域的一部分）	温带灌木、半灌木荒漠和小半灌木荒漠	藜科、蒺藜科的白刺属和霸王属、蓼科、麻黄科、菊科和豆科等	全山无阔叶林带，山上有草原带，山顶有高山草甸带，北部有寒温针叶林带	温带干旱气候和极端干旱气候，灰棕色荒漠土和暖温带棕色荒漠土
青藏东南部高寒地带草甸、草原区域	高原草甸和高寒草甸	莎草科的嵩草属和莎草属、禾本科、毛茛科、菊科、蓼科、豆科等	山顶有垫状植被和高山草甸带	天气多变而凉爽，年平均气温 1℃ ~ 6℃；高寒半干旱地区高山草甸土、高山草原土

续表 2—2

植被区域	优势典型植被类型及其组合	反映水平带的优势植被区系特征	山地植被垂直带谱的特征	气候、土壤带
藏西高寒荒漠区域	高寒荒漠	藜科的优若藜属、菊科的蒿属和兰雪科的刺矾松属等	山顶无高山草甸带	寒冷而干燥，全年平均气温在－9℃～1℃左右；高寒干旱区的高山寒漠土

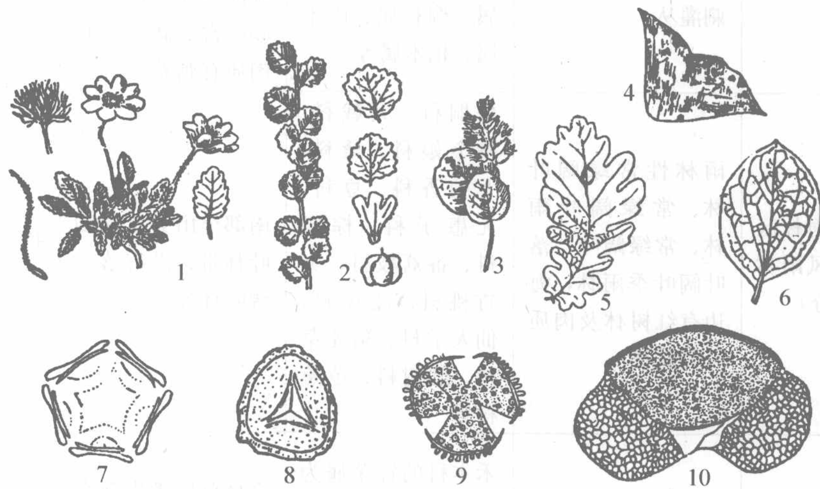


图 2—4　第四纪植物

1. 八瓣仙女木 Dryas octopetala；2. 矮生桦 Betula nana；3. 极柳 Salix polaris(波兰冰川期冰沼植物代表，据 W. 沙菲尔)；4. 浮菱 Trapa natans，L. (吉林顾乡屯，更新世，据 Florin)；5. 法勒土栎 Quercus farnetto(法国第四纪，据 Morest)；6. 网叶柳 Salix reticulata；L. (欧洲)；7. 桤木 Alnus；8. 泥炭群 Sphagnum；9. 冬青 Ilex；10. 松 Pinus sp. (Diploxylon 组)

3 第四纪气候及海平面变化

3.1 第四纪气候

3.1.1 概述

太古代以来，绝大部分时间全球虽以温暖气候为主，但也出现过几次全球性大规模的冰川活动。它们分别出现在距今23亿年前太古代、6亿年至8亿年前晚元古代、4亿年至4.5亿年前的奥陶纪—志留纪之交、3亿年前的石炭纪—二叠纪及3百万年以来的第四纪。因此，第四纪是地质历史长河中一个冷期。

第四纪气候的特征为随时间发生频繁的冷暖更替，沿纬度的分带性及山岳地区的垂直分带性。

更新世出现过至少4次冰期和三次间冰期，全新世为冰后期。

第四纪气候的变化引起整个自然环境的变化，其中包括生物、地质、土壤、地球化学等方面的变化。这些变化的记录在地貌和第四纪堆积物中，而这些记录是研究第四纪气候变化的依据。如前所述，气候是第四纪地层乃至第四纪下限划分的重要依据，系统研究第四纪气候的变化，是第四纪研究的一个重要方面。

3.1.2 更新世气候变化的地质记录

3.1.2.1 欧洲

在阿尔卑斯山北麓保存有多级由冰碛和冰水堆积构成的阶地，据彭克和布鲁纳尔(1909)、埃伯尔和谢尔菲尔（1930，1950）的研究，上述堆积物属不同时期：低阶地砾石——玉木冰期（Würm glacials），高阶地砾石——里斯冰期（Riss glacials），新的盖层砾石——民德冰期（Mindel glacials），老的盖层砾石——滚资冰期（Günz glacials），位置更高的盖层砾石分别对应多瑙冰期（Donao glacials）和比伯冰期（Biber glacials）。这就是说，欧洲在第四纪出现过6次冰期，并且在高阶地表层保存有三套褐色土，分别对应滚资—民德、民德—里斯、里斯—玉木三个间冰期。

在北欧至今存在着横贯丹麦、荷兰、德国北部和波兰的巨大终碛，人们根据堆积物的组成及结构和所含的动植物化石组合分析发现，这一终碛由6次寒冷期的冰川形成，并根据海侵层、泥炭层和孢粉分析，划分出介于上述6个寒冷期间的5次温暖期（表3-1）。

表 3－1　北欧冰期顺序表

寒冷期（冰期）	温暖期（间冰期）
维克塞尔（Weichsel）	埃母（Eem）
萨阿利（Saale）	霍尔斯坦（Holstein）
埃尔斯特（Elster）	克罗默（Cromer）
曼那皮（Menap）	瓦尔（Waal）
埃伯龙尼（Eburon）	迪格斯（Tigian）
比利迪格尔（Pretilian）	

3.1.2.2　北美大陆

在北美根据冰川堆积物特征及其所含动植物化石组合，从老到新可以划分出四个冰期、三个间冰期和一个冰后期（表 3－2）。

表 3－2　北美古气候地质记录

地质记录	气候特征
威斯康星冰碛层，含云杉、冷杉植物化石	潮湿寒冷
桑加蒙间冰期厚层泥炭夹黄土，从下到上所含植物化石分别以松为主→灌木和阔叶林为主→针叶林为主	凉爽干燥
伊利诺安冰碛层，广泛分布于伊利诺安州、印第安纳南部和爱奥华中部等，以泥砾为主，外围有大面积黄土堆积	潮湿寒冷
雅尔蒙斯间冰期堆积物，在堪萨斯一带分布较广，为砂纸粘土和泥炭，动物有 Megalonyx，Megatherium，Equus，Elepas（Parephas）等，代表温和气候，根据孢粉分析有松、落叶，揭示当时年均气温比现在稍低	温暖干燥
堪萨斯冰碛，冰碛物在爱奥华分布最广，密苏里州北部以及堪萨斯的东北，冰碛物厚 15 m 左右，以泥砾为主，所含动植物化石揭示当时的气候比现在冷得多	潮湿寒冷
阿夫唐间冰期堆积物，以砂、粘土及泥炭为主，含森林植物和动物化石。根据伊阿华州此期堆积物中的孢粉分析，初期松柏科植物繁茂、中期草本植物繁茂、晚期则以松柏为主	较冷→温暖→较冷
内存拉斯加冰碛，冰碛物厚达 30 余米，直接覆盖在基岩上，反映潮湿寒冷气候的动植物化石组合	潮湿寒冷

通过综合研究，D.B. 埃里克森（1969）绘制出北美更新世气候曲线。

3.1.2.3　深海沉积物及其化石记录

陆地上的堆积物往往由于剥蚀或侵蚀作用而保存不全，相比之下，深海沉积物则能较完整地记录第四纪气候的变化情况，图 3－1 是根据加勒比海海面以下 4896 m 的钻孔记录，对其中厚 1540 cm 沉积物进行分析得出的第四纪气候变化情况。结果表明，更新世及次大的冰期均保存有两个以上副冰期，这表明气候变化存在不同时间尺度的波动。

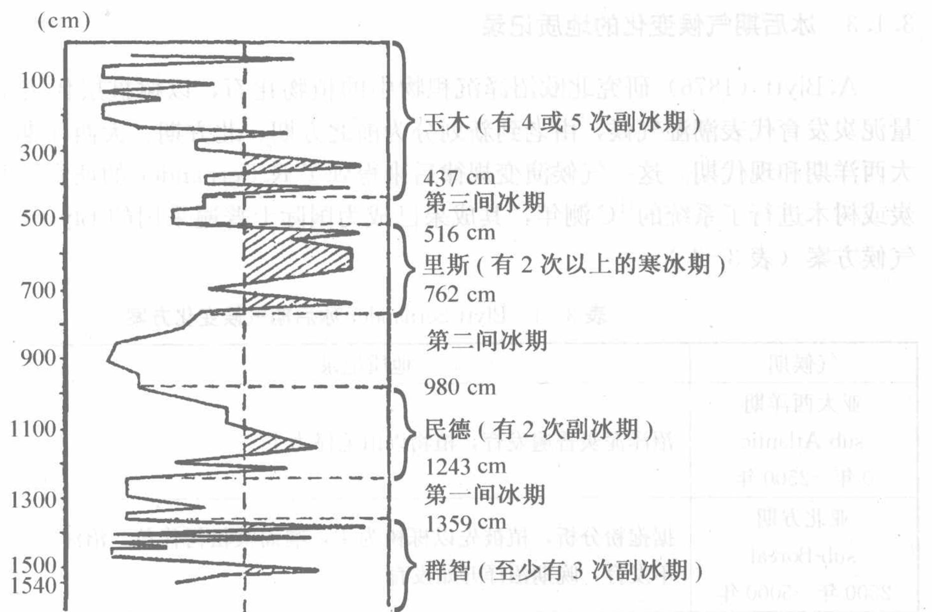


图 3－1　海底沉积物反映的第四纪冰期和间冰期气候变迁

注：纵坐标为海底沉积物厚度，单位为 cm

3.1.2.4　冈瓦纳大陆上的地质记录

非洲除少数海拔高的山地，如乌干达的瑞文速尔有冰碛物发育外，大部分地区未发现冰川作用的遗迹，但一些古湖泊湖岸线的变化却完整地记录了第四纪雨期（对应冰期）—洪积期和间雨期（对应间冰期）—间洪积期的更替。洪积期雨量充沛，湖水上升，相邻湖泊连成一片，如纳库里、埃曼德塔和纳发沙等，历史上曾扩张成一个湖泊，间洪积期，湖面缩小或干涸。根据湖泊的兴衰，将非洲更新世古气候划分为 4 个洪积期和 3 个间洪积期，见表 3－3 。

表 3－3　东非第四纪气候变化及与欧洲对比

时代	东非	阿尔卑斯
全新世	纳库里第二洪积后期（Nakurian pluvial） 潮湿相 马卡林第一洪积后期（Makalian pluvial） 潮湿相 第一洪积后期 干燥	相冰后期（postglacial period）
更新世	格姆布林第四洪积期（Gamblian pluvial）	玉木冰期（Würm glacials）
	第三间洪积期（Third interpluvial）	里斯—玉木间冰期（Riss－Würm interglacials）
	盖吉林第三洪积期（Kanjeran pluvial）	里斯冰期（Riss glacials）
	第二间洪积期（Second interpluvial）	民德—里斯间冰期（Mindel－Riss interglacials）
	卡马星第二洪积期（Kamasian pluvial）	民德冰期（Mindel glacials）
	第一间洪积期（First interpluvial）	滚资—民德间冰期（Günz－Mindel interglacials）
	卡捷兰第一洪积期（Kageran pluvial）	滚资冰期（Günz glacials）

3.1.3 冰后期气候变化的地质记录

A. Blytt（1876）研究北欧沼泽沉积物中的植物化石，以树桩层代表干燥气候，以大量泥炭发育代表潮湿气候，由老到新划分为前北方期、北方期、大西洋期、亚北方期、亚大西洋期和现代期。这一气候演变规律后来得到了 R. Sernander 的证实，并对上述各期泥炭或树木进行了系统的^{14}C测年，其成果已成为国际上普遍采用的 Blytt-Sernander 冰后期气候方案（表 3-4）。

表 3-4 Blytt-Sernander 冰后期气候变化方案

气候期	地质记录	气候特征
亚大西洋期 sub-Atlantic 0 年-2500 年	沼泽泥炭普遍发育，植物以山毛榉为主	较冷，较湿
亚北方期 sub-Boreal 2500 年-5000 年	据孢粉分析，植被先以栎树为主，继而被松树代替，沼泽不发育，晚期沼泽开始发育	较暖，较干
大西洋期 Atlantic 5000 年-7000 年	据孢粉分析，常春藤等喜暖阔叶林发育，形成以栎、椴、榆等阔叶树为代表的森林植物，泥炭	温暖、潮湿
北方期 Boreal 7000 年-9500 年	据孢粉分析，植物以榛属、栎属、椴属和榆属为主，后期发展为阔叶林为主	较暖、较干
前北方期 Pre-Boreal	据孢粉分析，植物以松、榛为主，有泥炭发育	温暖、较潮湿

3.1.4 第四纪气候演化

3.1.4.1 世界第四纪气候演化

根据陆上及深海沉积物的沉积记录及保存的化石记录，第四纪更新世全球可以划分 6 次大的冷期及 5 次暖期，其中无论是冷期还是暖期，都包含着若干次一级的冷期和暖期，因此，更新世全球以频繁的冷暖交替为特征。

空间上北半球无论是暖期或冷期，从极地到赤道可以分成 9 个气候植被带：极地冰盖、大陆冰川、永冻层、苔原、温带森林、地中海植被、荒漠和草原、热带疏林草原（卢旺达）、赤道雨林。但暖期和冷期植被带的纬度范围差别很大。冷期时，大陆冰川永冻层向中纬度推进，森林、荒漠面积缩小；相反，与现代气候相似的暖期，大陆冰川只分布在北纬 77°~81°，森林面积扩大，向北推进，荒漠面积相应也在扩大。

南半球在冷期仅在极地及山岳地带如安第斯山有冰川发育，大部分地区为雨期。由于极地高压带向中低纬度迁移，迫使行星季风迁移到中低纬度，使这里的低气压活动频繁，降雨丰富，湖水面积扩大，水位升高，沙漠面积缩小，水系发达。暖期时，气温升高，大陆冰盖及极地高压相对减少，有些地方因副热带高压向中纬度移动，出现干燥气候，沙漠

面积扩大，这一时期称为间雨期。

在中低纬度高山地区，气候具有明显的垂直分带性，如海拔5000m以上的高山从山顶向山下可以划分出：山岳冰川、永冻土、针叶林带、针叶阔叶混交林带、阔叶林带。

进入全新世（冰后期），尽管没有大规模的冰川作用，但冷湿气候与干暖气候或湿暖气候多次交替，构成冰后期的气候特点，如在北欧就可以划分出5次大的气候期。

3.1.4.2 中国第四纪气候演化

中国位于亚洲大陆东部，西北部地区深入欧亚大陆内陆，东部则濒临太平洋。前者属于大陆性干燥气候与半干旱气候，后者属于季风气候。

通过系统研究，更新世中国出现过5次冷期，4次暖期。在冷期，发育规模较大的山岳冰川，在下风区形成黄土堆积。在暖期，或发育湖泊，或形成古土壤。

鄱阳冰期：中国江西一带出现过一次规模较大的山麓冰川。此期间，在珠峰、华北、云南、陕西等地均有冰碛物存在，并在华北地区形成午城黄土。

鄱阳—大姑间冰期：在中国南方湖泊发育，北方形成古土壤。

大姑冰期：为规模较大的山谷冰川或山麓冰川发育时期，保存的冰碛物以发育网纹状构造的棕红色泥砾为特征。

大姑—庐山间冰期：气候湿热，我国东部普遍发育了网纹红土，而西部则为巨厚的砾石层堆积。在西部高山地区生长着茂密的针阔叶混交林，年平均气温在10°左右。

庐山冰期：在我国东部海拔800 m以上的山地出现冰川，其外围为冰水堆积；西部山区则在海拔1000 m以上出现冰川。

庐山—大理间冰期：气候干热为古土壤发育期，富含铁锰风化壳。

大理冰期：长江中下游未发育冰川，但在中国西部山地区有冰川发育，前端海拔两千余米。这一时期，我国气候普遍寒冷，在西北和华北地区出现大面积的风成黄土堆积，甚至在长江下游一带出现风成粘土（下蜀粘土）。

进入冰后期，全球气候横向上具有明显的波动性和明显的分带性（表3−5）。

表3−5 我国华北、东北与北欧、前苏联、日本的全新世气候对比（据周昆叔简化）

时代	气候期	我国华北平原	我国东北平原	挪威、瑞典	前苏联	日本	古气候(我国华北、东北)
全新世晚期	亚大西洋期	以松为主的森林草原	以松、桦为主的森林草原	云杉、山毛榉、椴云杉、松、桦占优势(500 a B.P.)；云杉占绝对优势(500 a B.P.～2500 a B.P.)	松、冷杉	凉较干	
全新世中期	亚北方期	松较多的阔叶树森林草原	阔叶树森林草原(有松、桦参与)	椴、椴、椴、榆、椴	阔叶树种和桤木大量出现	椴、山毛榉	温暖
	大西洋期						

续表 3—5

时代	气候期	我国华北平原	我国东北平原	挪威、瑞典	前苏联	日本	古气候(我国华北、东北)
全新世早期	北方期	以松为主的森林草原	以桦或桦松为主的森林草原	桤木、榆 松、椴、榛	松、桦花粉占绝对优势	冷杉、云杉 桦、云杉、松	较冷较干
	前北方期			桦松	云杉花粉占绝对优势		

3.1.5　气候变化的原因

在地球历史中，气候变化是周期性的。大的周期可长达几亿年，大周期内又包含多级小周期。第四纪气候变化的周期为冰期与间冰期的交替。这些变化需要用冰川发生的原因加以解释。

代表性的假说有以下几种：

(1) Simpson 假说。该假说认为第四纪冰期与间冰期的多次交替发生是太阳辐射能变化引起的。太阳辐射能的增大，温度上升，介于赤道两极之间的环流增大，引起雪和降水量的增大，降水量的增大使雪线降低，形成冰进；如果温度进一步上升，雪线会上升，冰进结束。太阳辐射能减少，情况刚好相反。在冰川以外地区，则表现为洪积期和间洪积期。

(2) 地球接受太阳能变化说。该假说认为太阳辐射能可以看做是一个常数，由于地球赤道要素的缓慢变化，可以引起在不同纬度带内和不同季节内接受太阳能的量发生变化。大气层顶部接受到的太阳能，可以按不同纬度和季节加以计算，即可以得到 Milankovitch 命名的辐射曲线。这一曲线与最近 15 万年的一些大的冷暖事件有较好的对应性，即辐射接受变化可以直接与冰进和冰退的过程关联起来。

(3) Ewing 和 Donn 假说。这种假说用洋流和北冰洋的变化来说明周围陆块冰川的反复发生。在暖期（间冰期），北极冰由于来自大西洋的暖流而被解体，这种过程可以引起降水量增大并由此使周围陆地冰川增长。陆地冰川积累引起海平面降低，海水变浅，陆桥浮出，阻碍暖流向北方运动，从而再度使北冰洋冻结，降水量随之减小，冰川缩小，海平面再度上升，陆桥被淹，暖流向北方移动，再度引起北冰洋冰融解，循环再度开始……该假说认为第四纪是在北极达到有利于这种循环过程的时候开始的，但这与地质资料有矛盾。

(4) R. F. Flint 假说。这种假说把第三纪以来的造山运动，引起地形起伏增大及第四纪冰的出现与太阳辐射能变化联系起来，说明气候变化和冰川的起因，即太阳地形说。该假说较好地解释了第四纪反复的气候变化和冰期、间冰期交替。但地球各部分接受太阳能的变化却没有说明。此外，如大的气候变化是由太阳地形说的方式引起的，而一些小的变化仍然可由其他原因引起，这一问题则需要研究。

3.2 第四纪海平面变化

3.2.1 海平面变化的一般特点

第四纪时期海平面变化的波动有全球的一致性。现在的海洋相互之间都是连通的，在通常情况下海平面的任何波动必然会通过大洋的传递使任何地方都能感觉到这种变化，因此海平面变化的全球性被认为是一种普遍规律。但是，还有一些复杂的作用影响着海平面的状况，使得全球性的海平面波动并非人们想象的那么有规律。海的表面是一个"势能面"，在不受暂时的风力与海流干扰时，相对于局部的重力场是水平的。然而，任何一点的重力场主要是由地球自身产生的，会由于当地水深和附近岩体性质或冰盖的存在而改变，结果使海平面成为一个相当复杂的面，表面形态起伏不平，有些地方较高如北大西洋洋面，而有些地方较低如赤道印度洋，其最大高差可达 200 m。这个空间不平整的面被作为大地水准面，它很接近一个椭球，人们经常用这种几何形状规则的椭球来近似地表示固体地球的形状。这个地球椭球体实际上是一个半径差为 40 km 的球体，因此全球海平面是大地水准面的细节变化，在任意一点上的变化幅度，部分决定于它的水准面上所在的位置。

陆地上的融冰水进入海洋，或因全球变冷而把部分海水变成陆冰，都会造成全球范围内的海平面波动，在陆地边缘表现为海进与海退。每次海盆中水量改变所造成的海平面变化，称之为"水动型海平面升降"。海平面升高或降低的量在各处并不相同，因为水体分布的变化同时改变了局部重力场进而引起大地水准面的重新调整。过去海平面变化在大陆边缘留下了记录，在很大程度上由于陆地的构造运动而变得模糊不清。我们测量海平面的变化，是看海陆线的高程，那么海平面的明显降低实际上是由于陆地的抬升引起，也可以是海平面的下降而产生。陆地高程改变的一个最常见的原因是"均衡性"的调整，这是地壳的负载改变而产生的，是由地壳下面的高粘滞性的可变形地幔所支撑这一事实所造成的结果。地壳上负载的增加导致缓慢下沉，负载的减少导致类似的缓慢"均衡"反弹或回复。这个问题尤其与第四纪海平面变化有关，由于陆地冰体的增长和消融，以及由此产生的大陆冰体负载变化导致均衡下沉或抬升，因此，古老海岸线的证据和其他海滨标志不可避免地发生移动，常常需要特别精心地研究这种被搅乱的海平面记录。

在对复杂海平面记录进行研究时，区分"绝对"与"相对"海平面是有帮助的。"绝对"海平面是海水表面的绝对平面，可以用一些稳定的、不会被构造或均衡作用而改变的基准点之间的高差来测量。第二种考虑海平面的形式是"相对"海平面，即如我们所记录的相对于陆地的位置。那些野外证据（古海岸线、珊瑚礁、海蚀穴、红树林等等）一般只指示相对海平面。

3.2.2 海平面变动的标志

许多地质地貌证据可以证实，第四纪期间海面的位置不是固定不变的，它有时升高，

有时降低，即所谓的海侵、海退。

说明海平面变动最显著的依据就是在许多海岸地带都可以看到有“梯级”状的在现今海面以上的古海岸线。这些古海岸线有的还保存着完整的地貌形态，如海成阶地、海蚀崖、海蚀平台、海滩以及有关的海相沉积等等。有的地段已丧失当时的地貌形态而只保留着片段的海相沉积。古海岸线遗迹不但在高于现今海面的不同的位置上出现，并且有的还被淹没在现今海面以下的不同的深度，如淹没的海成阶地、三角洲、河谷与冲积物、陆生生物化石、陆相沼泽泥炭等。

上述的种种遗迹都证明，在不同时期海面位置曾有过升降的变化。例如，在我国沿岸就有海面上升时遗留下来的海成阶地、海成贝壳堤；平原地下深处埋藏有数层海相地层等；在现今海面以下，如东海、黄海、渤海海底，曾发现有第四纪陆相沉积物、陆生泥炭和陆生哺乳动物化石等。世界上许多地区的海岸带也发现有类似的遗迹，如地中海沿岸的数级海成阶地、美国加利福尼亚州太平洋沿岸的海成阶地及海相沉积、西北欧沿岸被淹没的河谷等。这些标志都是确定海平面变化的重要依据。但最可靠的证据是遗留在陆地上的海相地层和遗留在海面以下的陆相地层，以及其他有关海陆相的标志。单凭沿岸地带的阶地高度来确定海平面变化的位置和时代是很不可靠的，必须根据地层的详细划分和绝对年龄的测定来恢复当时海面升降变化的年代和升降的幅度。这方面的工作目前已有很大的进展。例如，我国渤海沿岸已通过地层对比、化石鉴定以及绝对年龄测定等，确定了第四纪晚期以来发生的几次海侵与海退。又如通过对东海大陆架沉积物的分析和^{14}C年龄测定，证实了东海陆架自晚更新世以来的海平面的变化过程：距今2.6万年前海面为缓慢的波动式的下降；2.6万年～1.5万年间出现过三次间歇性的下降；至距今1.5万年以后海面转为迅速上升；在距今7000年～4000年间，海侵达最盛期，海面略高于现今位置。显然，晚更新世以来海平面的较大幅度的变化，对东海大陆架的沉积和地貌发育都有着深刻的影响。同样，对黄海最末一次冰期中所形成的沉积物进行详细的分析研究表明，在距今7.2万年～1.2万年期间，黄海曾发生过3次明显的海侵和3次强烈的海退。

在第四纪冰期中，因水分大量固结在大陆上而引起海面下降，使世界上几乎所有的大陆架都成为广阔的陆地，在这些裸露的大陆架上发育了土壤、河流、湖泊、三角洲等，并且生长着森林和草原，生活着陆生哺乳动物以及淡水鱼类和软体动物等。在第四纪冰期中，又因冰川的大量消融引起海平面上升，几乎所有的大陆架被淹没，原来的陆地以及生活在这些陆地上的各种动植物，或者代表陆地环境的各种沉积层和地貌现象，又都被淹没在海面之下。原来与大陆相连接的半岛变成了岛屿，原来相互连接的大陆被海洋所阻隔。这种例子很多，最著名的是连接欧亚大陆与北美大陆的白令海峡，曾经几次成为大陆桥。白令海峡最窄处仅约90 km，最深处只有62 m，如果海面下降50 m，这里就会出现300 km宽的陆桥；如果海面下降100 m，则将出现1100 km的陆桥。根据冰川体积粗略计算，冰期时的海面与现在的海面相差132 m。在更新世最末一次冰期中的气候最寒冷时期，我国黄海岸线已东退到现今水下110 m等深线附近，当时黄海已全部裸露成陆地，东海岸线最远曾退到现代海平面以下150 m～160 m附近，日本海的海面当时大约也下降了130 m；波罗的海岸线后退到130 m～140 m等深线附近；大西洋陆架（美国沿岸部分）当时海面也下降到－130 m处。

3.2.3　第四纪早、中期的海平面变动

由于研究方法和手段上存在一定的困难，因此，关于第四纪以前的海平面变化，人们的了解还很不确切。一般认为，在第四纪以前的地质历史上以早—晚奥陶纪、中—晚泥盆纪和早—晚石炭纪、中—晚白垩纪几个时期是最大的海侵期（参见图3-2）。

对第四纪以前海平面变化的认识主要是通过地震地层学以及沉积相和古气候古地理的研究得出的。对白垩纪来说，因为当时没有发生冰期，所以不存在冰川作用引起的海平面的变化问题。古生物化石及沉积物等均证实处在石炭—二叠纪大冰期之后的白垩纪是全球气温最高的时期，也是全球高海面时期。另外，从图3-2可以看到，第四纪以前的海面变化曲线具有明显的不对称性，即海平面上升的速度较平缓，而海面下降则比较急速，曲线呈不规则的锯齿状。海面经过徐缓上升，达到一次高海面，经过一段稳定时间之后又急速下降。这种形式与古气候、古环境以及地壳构造运动等有非常密切的相关性。海平面升降运动的曲线说明了地球活动的脉动性或节奏性。每当地壳强烈活动时期，山岭隆起、气候变化，也正是低海面时期。例如，第四纪以前的海平面迅速下降，反映出构造运动十分强烈，包括造山运动、板块碰撞或消减作用而引起的大陆底部的可塑性流动等，都是较强烈的运动。而海面的徐缓上升是说明地球再次经过长期的侵蚀和夷平，洋盆中接受大量沉积过程的缓慢变动。

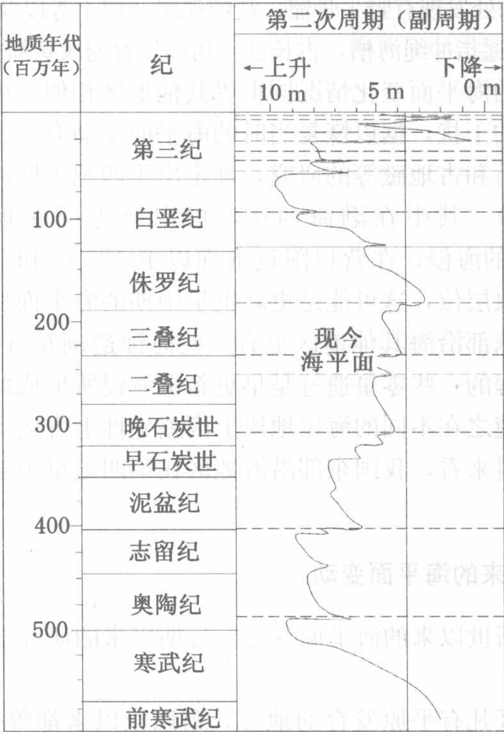


图3-2　寒武纪以来全球海平面相对变化图（据维尔等）

根据上述第四纪以前海面升降曲线的不对称性、高低海面与构造运动强度、气候变化

等关系，可概括如下两个特点：构造运动强烈的时期为低海面时期，而大陆进入长期夷平时期则为高海面时期。不对称曲线反映地壳运动有明显的节奏性，每次强烈的地壳运动以后，就间隔一较长的侵蚀与夷平时期。

以上是有关第四纪以前的海平面变化概况。到目前为止，在地质历史上能够比较确切地推断出海平面变化仅仅局限于新生代的第四纪。但是要很准确地定量推算出整个第四纪时期的海平面变动情况也还是比较困难的，因为愈是早期的遗迹遭到破坏的程度愈大，保存就愈不完整；而第四纪晚期的海平面变化的遗迹保留得较清楚，因此可以定量计算海平面变化的幅度，海侵的范围、次数和性质等，目前仅局限于晚更新世最末次冰期以来的期间内的变化。

从总的情况来看，第四纪以来因冰期、间冰期的更替引起海平面变动的遗迹在世界各地是普遍可见的。在地中海地区存在有－100 m 深度的棚状岸线；在南非西海岸－100 m 深处有纵长 650 km 的一条水下岸线；在北美东岸海外有水底岩石平台；在纽芬兰河的南岸有被淹没的外冲平原；在地中海的隆河口有淹没的大三角洲。被淹没的河谷实例很多，在亚马逊河口外有 140 km 长的一段河谷被淹没在海面以下 70 m 深处；在北欧的易北河口外，有 500 km 长的河谷被淹没，最深处位于－90 m；莱茵河口外有 720 km 长的河谷被淹没，最深处－70 m，大不列颠东部的一些原来是它的支流，现被海峡所分离；波河口外有 250 km 长的河谷伸延在亚得里亚海底，最深达－100 m；在马来半岛和婆罗洲之间巽他陆架上有一条长 1000 km 的谷地，深度达－90 m。在我国东海海底深 100 m～200 m 处发现有纳犸象牙，在－40 多米深处发现有野牛骨骼、盐沼泥炭及树干等以及陆相沉积物。当时长江的入海口曾延伸至大陆架，遥指冲绳海槽，古长江三角洲发育遍及黄海南部和东海北部。

我国第四纪早中期的海平面变化情况同世界其他地区相似。由于古海蚀遗迹等受后期外力的破坏和构造运动的干扰，据以恢复当时的海平面变动有一定困难。目前一般根据对海相沉积物、古生物化石和古地磁等的研究，确定出第四纪不同时期中的海侵次数、范围及其年代等（图 3－3）。其中在渤海西岸，根据海进层底板的泻湖相泥炭层测得 11.4 万年～10.8 万年前的海侵；在营口附近地面以下 175 m 和上海川沙地面以下 145 m 都发现有半咸水的有孔虫层位，这可能是更新世早中期的海平面变动的遗迹；除平原地区的海相层之外，在我国东部沿海其他地区也有一些海蚀遗迹及海相沉积记录。一般认为，沿海相地区下列海拔高程的一些零星遗迹是早更新世海侵所形成的。这些海成阶地已受到后期构造运动的干扰，使之在不同的海岸地段上因差异性上升运动而分布在不同的高度。

从上述已发现的资料来看，我国东部沿海地区在第四纪早中期出现过数次高海面，应对应多次海侵。

3.2.4 中国晚更新世以来的海平面变动

关于我国东部晚更新世以来的海平面变化，近期以来的研究已有很大进展。以下根据现有资料作简略综述。

在我国东部沿海地区凡有平原发育的地方，第四纪以来都曾受过海侵。在大平原区，海相沉积分布范围可以从现代海岸向内陆延伸几百千米，甚至沿河上溯几百千米处还有间冰期海水内泛的踪迹。尤其是晚更新世以来，即自更新世最后间冰期初至玉木冰期末期的距今 13 万年～1 万年期间，我国东部平原地区曾发生过 3 次较大规模的海侵，东海、黄海

大陆架经历了两次较大的海退。据钻孔资料，我国东部滨海平原晚更新世以来的沉积厚度一般都在 40 m～100 m 之间。钻孔剖面呈现有三套海相层（图 3－4 中的 A、C、E 层），其间又被陆相层（图 3－4 中的 B、D 层）所隔开，造成剖面中海、陆相层的交替重迭。海底钻孔资料同样表明，渤海、黄海和东海陆架也与滨海平原一样，在剖面上存在着海陆相交替重迭情况。图 3－4 中的 C、A、E 海相层经古地磁和^{14}C 年代测定，它们分别是在里斯—玉木间冰期（最后间冰期）、玉木亚间冰期和冰期后的阶段内沉积的。此期间，海水三次越过现代海岸线，发生了广泛的海侵。而图 3－4 中的 B、D 陆相层则是在早、晚玉木冰期阶段沉积的，与此同时，海水先后退出黄海陆架，发生了明显的海退。

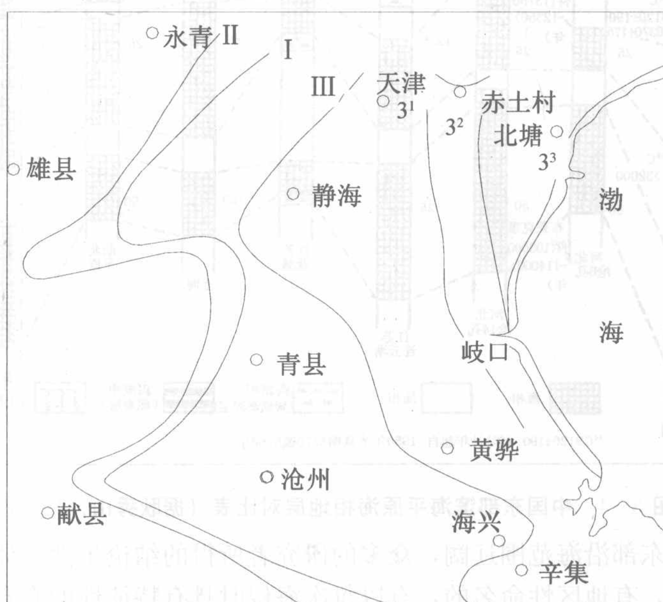


图 3－3　近 10 万年中国北方 3 次海侵范围及海岸线分布图

（据赵松龄等）

目前一般以更新世最末一次间冰期（里斯—玉木间冰期）作为晚更新世开始的界线。1969 年在美国东海岸以外的布莱克（Black）洋脊附近进行深海钻探所取得的岩芯进行古地磁研究，结果在晚更新世的地层中发现了一次短期的反极性事件，称布莱克事件，并测得该事件的年龄为 1.14 万年～1.08 万年。自此以后，在地中海、北太平洋和南太平洋的深海岩芯、日本琵琶湖的湖相沉积以及我国华北平原东部地区的海陆相地层中都得到了证实。随着布莱克反极性事件结束不久，便发生了海侵。这一时期的海侵遗迹在地中海、日本、大西洋中的巴巴多斯和太平洋中的新几内亚等岛屿都有存在。

此时，在华北平原东部地区形成的海相层中，含有孔虫施罗特假轮虫、软体动物框螺、依萨伯利雪蛤等大量暖水种，据此推断当时海水年平均温度约在 18 ℃以上，相当于现今浙江以南的浅海水域环境。显然，这是明显的高温时期，并由此引起了海侵。初期，海水沿河谷上溯很远；至后期，又转为海退。这次海退大约从 11 万年前开始，从大范围的层位对比和沉积速率推算，海退发生的时间约在 7 万年前，历时约 2.5 万年左右，大约在 4 万多年以前岸线后退到东海陆架外缘。在黄海海底发现了这一时期的淡水泥炭，经

^{14}C测定其年龄为 4.2 万年前，深度为－75 m，据此可推知当时的岸线至少在－75 m 等深线以外。另外，新几内亚岸线也可能在－70 m 以下。尼日利亚则有－135 m 的记录。

这一时期的古气候和生物群的演化都可以充分证明，这次海侵到海退的过程也是暖生生物向寒冷方面转化的过程，两者是非常一致的。也就是说，这次海侵是间冰期性质的，而随后的海退则是早玉木冰期的结果，两者是相对应的（参见图 3－4）。

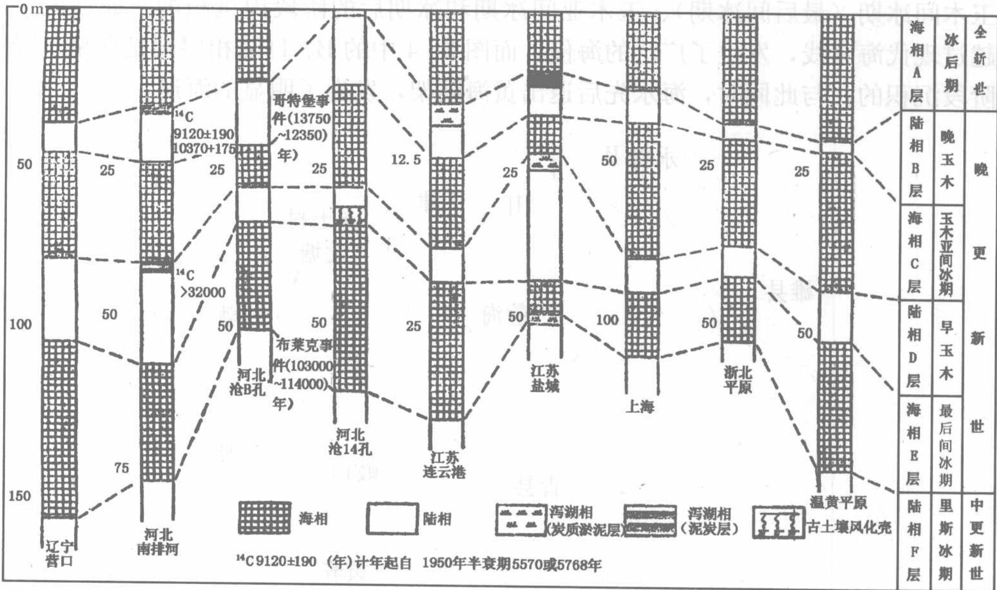


图 3－4　中国东部滨海平原海相地层对比表（据耿秀山，1981）

在我国，由于东部沿海范围辽阔，众多的研究者所得的结论虽然大体一致，但在命名上各有不同。例如，有地区性命名的，有以每次海侵时具有特征性的有孔虫属名作为海侵的代表名称，也有由自新至老从上而下的次序来代表海侵的次数名称等。总之，关于海侵的命名目前还无统一的做法，这在作对比时需要予以注意。

随着玉木冰期的来临，出现了玉木早期的海退。这时岸线大致东移到东海 100 m 等深线的陆架上，并以海水退出整个黄海陆架为其特征。现有的国外资料证实，玉木早期世界气候并没进入冰期最盛阶段，它引起的海面下降幅度虽然没有玉木晚期的大，但其持续时间却长得多，大约是在距今 6 万年～4 万年的大部分时间内。这时大陆架部分露出水面，成为“新大陆”别具一格的古地理环境——沃野草木丛生，动物“乔迁”而至，河谷横切陆架，低洼处湖沼发育，泥炭、古土壤和风化壳得以形成。这些都可以从孢粉、动物化石和沉积相的分析中得到反映。

玉木早期的海退之后，玉木亚冰期中的海侵随之而来。玉木早期海面的缓慢回升在 4 万年前左右已经开始（参见图 3－5），至 3.5 万年前海面上升加速。可以认为，这是玉木亚间冰期（间冰段）的开始。

显然，玉木亚间冰期的海侵是气候回暖、大陆冰盖全面退缩从而引起海面上升的结果，因此它具有全球性，该海侵发生的年代在世界各地大致相近。例如，在美国佐治亚沿岸测得曾有过两次高海面，一次为距今 3 万年～2.5 万年之间，另一次为距今 4.9 万年～

4.8万年之间。新几内亚也有两次，分别为距今2.9万年和距今5万年～3.5万年之间。欧洲也有3.2万年～2.9万年的海侵时期。在日本，伊丹海侵发生在3.2万年～2.9万年。

在我国，根据华北平原钻孔岩心的年代推算，这次海侵最迟发生在四万多年以前，结束的时间约在2.5万年前。在山东的东营地区，这次海侵层顶部的淤泥经^{14}C测定，年龄为24400年±1100年。海平面位置比现在海面低5 m左右。目前一般认为这次海侵的高海面没有达到现代海面的位置，只是接近或低数米。这次海侵持续的时间很短，但从有孔虫群的生态反映的水深及海相地层分布的范围来看，这次海侵的规模比前一次的海侵大，即有超前现象，这可能与我国东部滨海平原和大陆架普遍下沉作用明显等因素有关。在东海外陆架－115 m处发现有埋藏古海岸线，其年龄值为23700年，由此可推断玉木亚间冰期约于2.5万年前结束。

据今3万年前是玉木亚冰期的最高温期（图3－5）。从国内外的报道来看，3万年前确实存在世界性的古温度、古水温的回升时期，与此同时大陆冰盖相应全面退缩。在我国东部滨海平原钻孔及大陆架岩心剖面的该海相层中，都含有典型的指暖性生物化石标志，如在河北平原、苏北平原和长江三角洲等地，均发育有斯罗特假轮虫等喜暖性的有孔虫，河北平原还发现有榧螺等暖水种软体动物化石。海上取样证明，大陆架海底的相应层位有着同样的反映，如在东海陆架的精美圆辐虫，南黄海的尔状脓泡虫等偏暖性浮游有孔虫。

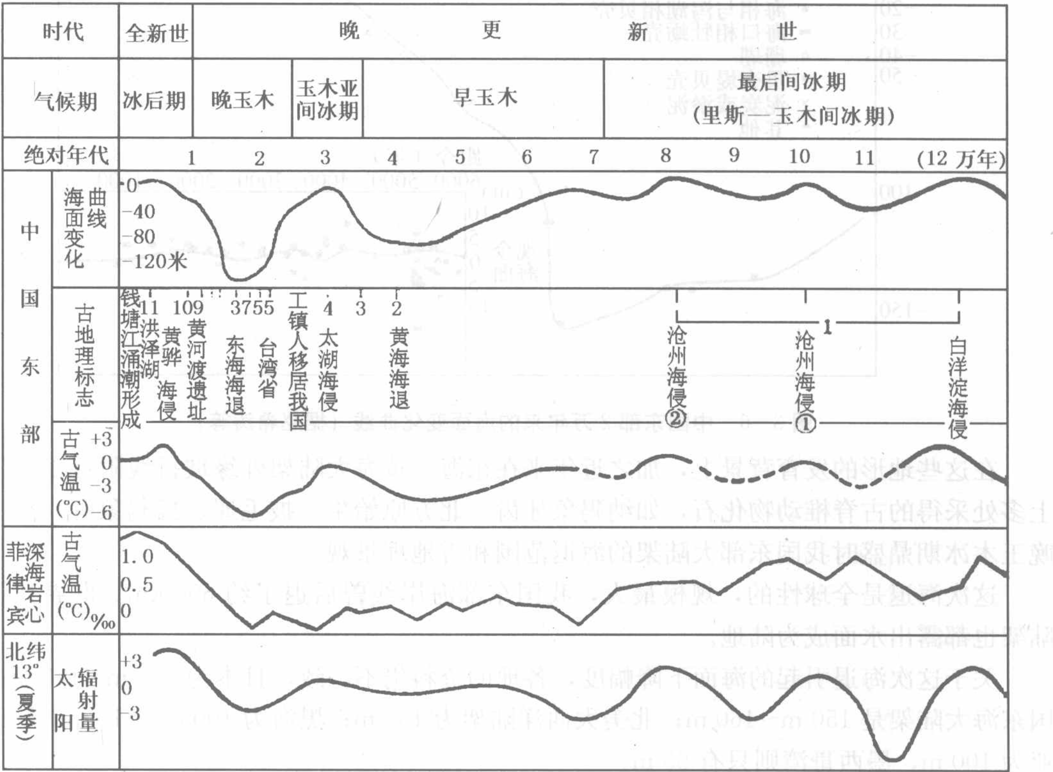


图3－5　中国东部气候与海平面变化曲线（据耿秀山）

至于玉木亚冰期在3万年前最佳气候时期的古温度情况，则可以从该海相层所含的孢

粉谱得到佐证。当时上海、苏北有大量长绿阔叶、落叶阔叶树种生长，大大改变了早玉木冰期以松属为主的针叶林-草原环境。华北地区的针、阔叶混交林-草原景观代替了早玉木冰期以云杉、苔藓为主的针叶林-苔原地貌，同时伴随而来的南方榛、漆和枫香等树种也在华北获得生存条件。

自玉木亚间冰期海侵以来，大约到距今2.5万年前，古气候又一次急剧转冷，从而引起海平面大幅度下降。这是晚玉木冰期严寒气候开始的标志。初始，由此引起的海退异常迅速，到了2.3万年前，海水几次从渤海、黄海全部退出，但在此期间，海面可能曾发生过间歇性停顿，因而造成大陆架海底河流三角洲的叠置伸展，并发育了以埋藏贝壳堤、古砂堤为代表的数道退却海岸线。例如，在海岸线退至东海大陆架边缘距现代水深-110 m处形成的贝壳堤，经^{14}C测定，其年龄为23700±900年。到两万年前，海岸线后退至-136 m的位置上，在那里也形成一道贝壳堤，^{14}C测年值为20550±1000年；最后的一道贝壳堤在东海大陆架前缘-155 m位置上，^{14}C测年值为（16000~14700）±500年，这是晚玉木冰期鼎盛时期的最低海岸线（参见图3-6），也是晚玉木冰期海退的最后海岸线。

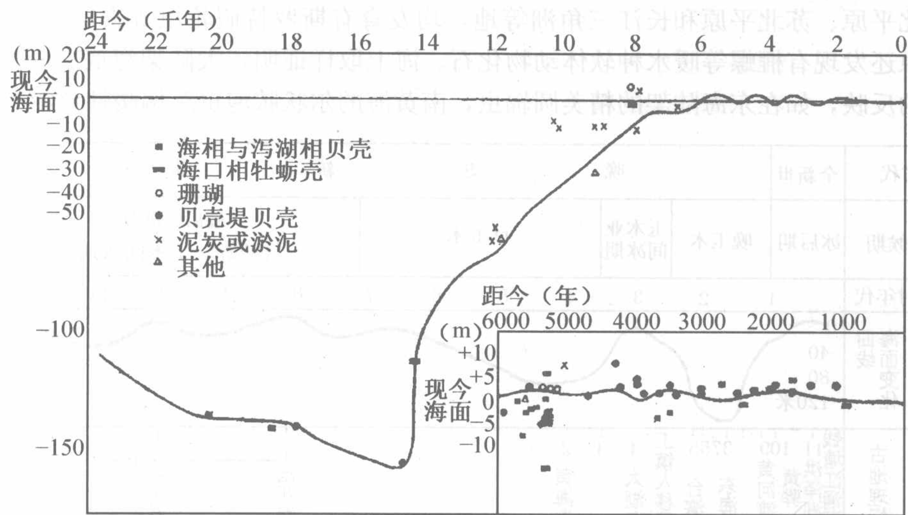


图3-6 中国东部2万年来的海面变化曲线（据赵希涛等）

在这些地形的发育背景上，加之近年来在东海、黄海大陆架外缘坡折线附近以及陆架上多处采得的古脊椎动物化石，如纳犸象牙齿、北方原始牛、披毛犀、猛犸象等，反映出晚玉木冰期鼎盛时我国东部大陆架的海退范围和古地理景观。

这次海退是全球性的，规模最大，我国东部海岸线曾后退了约600 km。世界其他大陆架也都露出水面成为陆地。

关于这次海退引起的海面下降幅度，各地的资料仍不一致，日本为135 m~140 m；我国东海大陆架是150 m~160 m；北美大西洋陆架为105 m；黑海为100 m~110 m；尼日利亚为100 m，墨西哥湾则只有55 m。

晚玉木冰期鼎盛期之后（晚玉木冰期的后期，约距今1.5万年~1万年），海面曾有过回升过程，因而在大陆架上造成明显的阶地地形和埋藏古海岸线，埋藏贝壳堤经^{14}C测年为14400±750年，这说明约在1.4万年前海面已回升到-112 m的位置。另外，与

−60 m～−75 m阶地平坦面相对应的有水深53 m～60 m的埋藏古海岸线，经对北黄海53 m水深处埋深3 m及古长江三角洲南缘60 m水深处埋深1.2 m的泥炭进行的^{14}C测定，其年龄分别为12050±200年、12140±800年，这可说明在1.2万年以前海面大约已回升到−53 m～−60 m的位置。

一般把玉木冰期结束的年代定为距今1万年前。当时海平面位置，据对渤海在现海面下约30 m～32 m处浅钻岩芯取得的有机质淤泥层的^{14}C测年可知，其年龄为9165±110年。在这一期间内，我国沿海的海岸线变迁概况，大体上可参见图3−7所示。

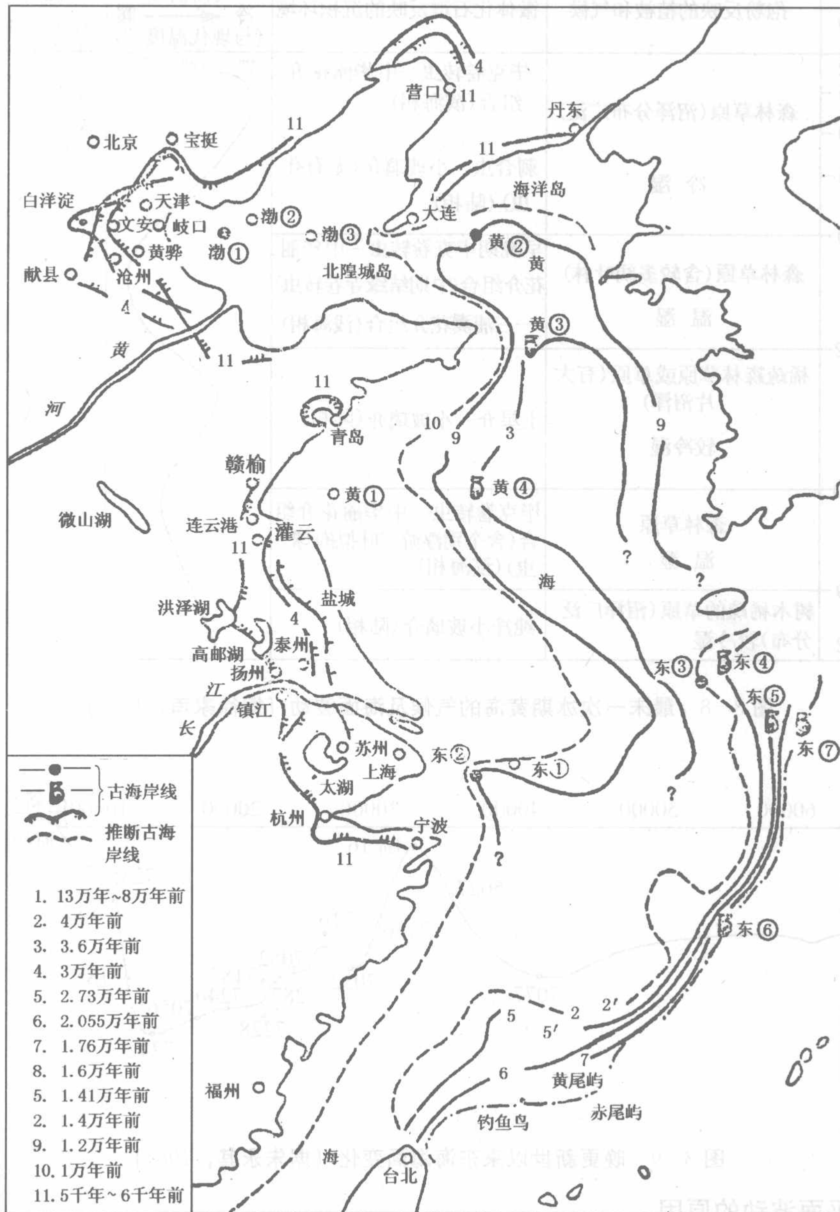
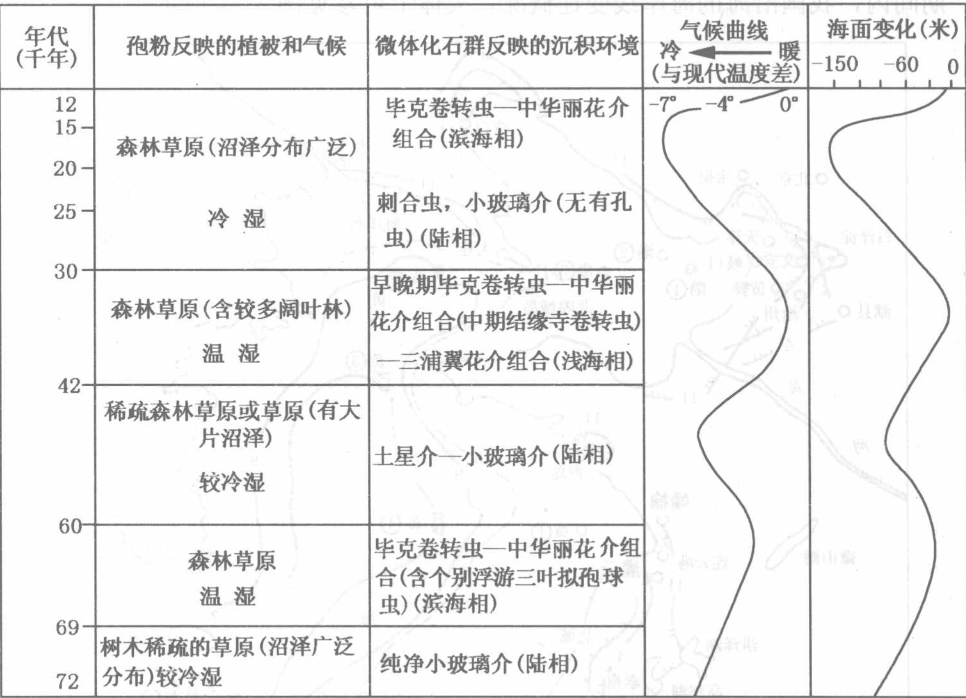


图3−7　中国东部的古海岸线变迁线（据耿秀山）

这说明当时海平面仍低于－32 m，与世界其他一些地区的情况基本吻合。例如，在日本上川河口外－40 m～－50 m 处采集到的日本兰蛤，^{14}C 测年值为距今 10000±250 年；在英吉利海峡 39 m 水深处取得的泥炭，经 ^{14}C 测定为 9300 年。所以，把－40 m 左右的深度作为 1 万年前的海平面高度所在位置是符合实际情况的。

以上是关于晚更新世以来（约 13 万～1 万年前以来）海平面变化的大致情况。黄海和东海陆架的海平面主要变动情况可参见图 3－8 和图 3－9。



年代（千年）	孢粉反映的植被和气候	微体化石群反映的沉积环境	气候曲线 冷 ← 暖（与现代温度差）-7° -4° 0°	海面变化（米）-150 -60 0
12–30	森林草原（沼泽分布广泛） 冷 湿	毕克卷转虫—中华丽花介组合（滨海相） 刺合虫，小玻璃介（无有孔虫）（陆相）		
30–42	森林草原（含较多阔叶林） 温 湿	早晚期毕克卷转虫—中华丽花介组合(中期结缘寺卷转虫)—三浦翼花介组合（浅海相）		
42–60	稀疏森林草原或草原（有大片沼泽） 较冷湿	土星介—小玻璃介（陆相）		
60–69	森林草原 温 湿	毕克卷转虫—中华丽花介组合（含个别浮游三叶拟孢球虫）（滨海相）		
69–72	树木稀疏的草原（沼泽广泛分布）较冷湿	纯净小玻璃介（陆相）		

图 3－8　最末一次冰期黄海的气候及海面波动（据徐家声，1979）

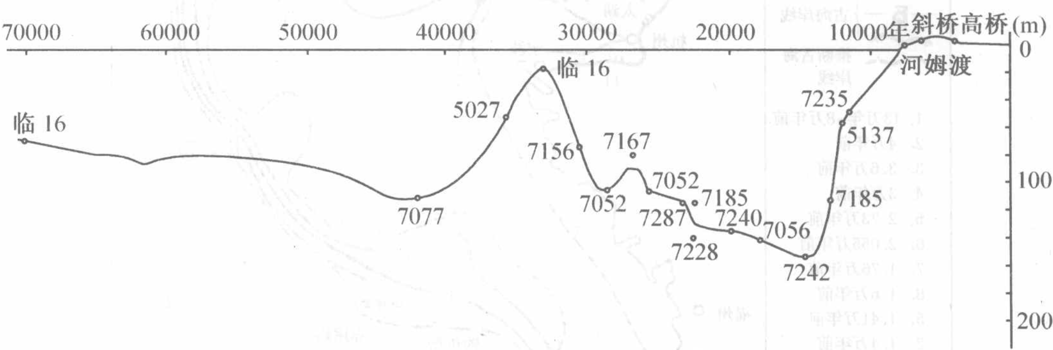


图 3－9　晚更新世以来东海海面变化（据朱永其，1981）

3.2.5　海平面波动的原因

海洋的绝对海平面可由许多不同过程引起变化，所有这些过程也就影响着相对海平面。

最大的海平面波动是由海盆本身的体积或容量改变所引起的，导致这种变化的主要因素是沿跨越全球的大洋中脊系统的构造活动。沿这些大洋中脊的火山活动造成洋壳的变暖和年轻化，因此这些岩石均衡地上升，海底扩张促使新的洋壳以每年数厘米的速度背着大洋中脊向两侧移动，随着各种移动的发生，缓慢的冷却又导致海底的下沉。因此，大洋中脊的宽阔横断面是由热力均衡控制的。

海底扩张速度的加快反映出大洋中脊热能传递的上升，在横断面上，则反映出组成新洋壳的岩石离开大洋中脊的速度加快，因此在较大距离上保持均衡上升，从而改变了大洋中脊系统的形态和尺度。如果大洋中脊系统占据了洋盆中较大的体积，海平面必然会因此而上升。同样，如果海底扩张减缓，大洋中脊变窄，占据较小的洋盆体积，则海平面就会下降。这种大洋中脊体积的变化能够引起海平面变化的最大幅度约为±500 m，但这种波动也是最慢的，通常在数千万年时间尺度上出现，如白垩纪由于海底扩张的持续，海平面抬升幅度达 350 m 左右（Mömer，1987）。显然，历时才几百万年的第四纪海平面变化与此相关不大。

陆冰的增长与消融是海平面变化的第二个原因，也是第四纪时期海平面变化的主导因素。洋面的蒸发主要发生在温暖的低纬度地区，但当大量的水在全球范围内以陆冰储存时会导致海平面的下降。随冰期环境的发展，海平面缓慢下降（大约平均 1 m/ka，但在冰层快速生长的暂短时期内可达 5 m/ka）。在末次冰期最盛时海平面下降到最低，比现在海平面低 120 m～150 m。由于冰期终结较为迅速，海平面在 10 ka～20 ka 内恢复到冰期前的水平，相当于 5 m/ka～10 m/ka 的平均上升速率。

“冰川型海平面升降”，其波动伴随着海盆和大陆之间物质（主要是水量）的重新分配。当大陆负载冰川时，大陆下沉，洋盆由于一部分负载减少，洋壳上升；间冰期卸荷导致陆地的均衡抬升和海底下沉。这里我们看到在恢复海平面变化历史时遇到的一些复杂问题：负载冰川的大陆面积远比海盆面积要小，而且冰川仅仅出现在大陆的最北和最南部分地区（少部分分布在中低纬度的高海拔地区），因此大陆下沉或升高的量肯定比洋壳变动的量大，进而在下沉与抬升过程中，地壳物质就必然会使下伏的相当粘滞的地幔发生移动。由于垂直运动量的不同以及大陆下地幔与洋壳下地幔不同的热力学性质，大陆下沉与抬升的时间尺度可能不同于洋壳。因此，留在陆地上的海平面遗迹就是以不同速率发生的许多作用过程形成的一堆复杂的综合记录。

洋壳与陆壳下地幔的性质不同，促使我们考虑第三种影响相对海平面变化的有关过程。大陆与海盆的所有沉降和抬升都导致地幔中物质运移而引起补偿作用，就像游泳池中放入一块木头而导致水的流动和重分布。陆冰生长和消融，产生的下沉引起地幔产生形变，这种扰动靠粘滞流缓慢地转移。由于地球基本为球形，一个地方地壳的受压变形会导致周围地区的上升变形（这被称为前缘隆起），因此地幔变形是很复杂的。这种作用就像波纹一样在地球上传播，甚至影响到很远的无冰地区。地幔形态的变化在冰或水体负载稳定后继续出现在一定距离的范围内，因此海平面波动的年代也不是在野外证据中就能清楚看出的。由冰体负载产生的前缘隆起的地区，如面临北海的荷兰和其他芬诺斯堪的亚（Fennoscandian）冰盖前缘隆起的地区，以及受劳伦冰盖影响的美国东海岸，在间冰期随冰川前缘隆起区的下沉，经历了一次很大面积的相对海平面上升。同时，冰退以后的陆地

经历了海平面的相对下降，这是由于冰负载消失所出现的相应的均衡上升。当然，在第四纪期间有多个前缘隆起，南极洲因冰盖增大，地壳下沉，在冰盖周围所产生的前缘隆起也是其中之一。全球表面上多个前缘隆起下沉的相互作用，必然会对世界范围内各研究地点揭示的海平面历史产生很不相同的影响。这里描述的这种均衡影响的幅度是相当大的，末次冰期后，北海前缘隆起的消失，估计使其在影响范围内下降了约 170 m，下移的海岸线特征连续出现在现代海岸线靠海的一侧。斯堪的纳维亚覆冰区的均衡抬升留下的海岸线高于现代海岸线以上达 300 m，而且该抬升仍在以每年 9 mm 的速度继续着（Devoy，1978b）。

这里必须提及影响相对海平面变化的最后一个因素是“水文平衡”。海侵导致额外的水体出现在冰期露出水面的大陆架上。大陆架之下是比地幔物质更刚性（具弹性而不是具粘滞性）的大陆地壳，陆壳在负载改变时发生屈曲。这种屈曲会导致沿大陆边缘相对海平面的一种微小变化，量级约为几米。显然，屈曲的量与各大陆边缘下伏岩石的刚性程度有关，也与加在大陆架之上的水的负载量（这主要决定于大陆架的宽度）有关。这些参数的地理变化再次表明，在野外不可能看到世界范围内不同地点有相同的海平面变化幅度。

3.2.6 海平面变化效应

海平面变化带来的最主要结果，是海岸线发生反复交替的前进和后退。

几乎每次海退最终都使海岸迁移到现代大陆架边缘或更低的地方。其结果是使大片的大陆架裸露成陆地，海岸平原大大扩展，动植物在这片新增的陆地上繁衍生息，扩大了海岸平原陆生动植物的生存空间，并使地区性生态环境发生改变；岸线随着海平面的降低而迁移至大陆架边缘，导致海河侵蚀基准面的变动，导致入海河流近口段的下切加强，这种低海面时期造就的深切河谷，后来被高海面淹没、填塞，遂成为现今在沿海平原地区常可发生的埋藏谷。

从气候演化过程来看，海面有利于返照率的加强。因为海洋比陆地的热容量大得多，所以当大陆被广袤的大洋包围时或高海面时，就意味着能吸收更多的辐射能量。相反，在低海面时期，热量则保持得很少。这足以引起区域性甚至全球性的气候变化。末次冰期间冰段由于冰川的融化，强大的水动力条件在中国西部造成一次强烈的侵蚀事件，许多具有深厚覆盖层的河段河床下部的基（岩）覆（盖层）界面就是在末次间冰段形成的。这一侵蚀事件持续时间约 1.5 万年，即距今 4 万年～2.5 万年。该事件之后紧接着是末次冰盛期，气候变冷，冰川大规模发育，中国西部河流流量骤减，搬运能力和侵蚀能力减弱，谷坡重力作用形成的滑坡、崩塌以及支流带来的冲洪积和泥石流堆积于河谷底部，形成广泛的堰塞堆积，这种现象在西部大渡河、金沙江、岷江等较为常见，成为深厚覆盖层的主要加积层。深厚覆盖层的发育对中国西部水电开发产生不利影响。末次冰盛期在长江中下游形成了另一种环境效应：由于海平面的快速下降，最终侵蚀基准面比现在低了 50 m～120 m，三峡等地谷底高于当时的侵蚀基准面；由于地处中下游，水量虽不及现在大，但较大的纵比降使江水仍然具有较强的侵蚀能力，导致较强烈的下蚀作用，在三峡一带形成深槽。因此，如今在三峡地区仍保持低于现今海平面的深槽也就不难理解了。

继低海面的海退之后，便发生高海面的海侵，而每次海侵都使海岸线在大陆架上回

迁。一般认为，世界上那些比较平坦的、宽广的海岸平原连成一片，是海侵作用反复进行的结果。

最末一次海平面迅速上升的结果，大大地破坏了沉积物供应、盛行波的作用和海岸线三者之间已建立的平衡关系。

4　山地与平原

4.1　山地与平原的基本概念

山是指由顶峰、山坡和山麓三部分组成的高地，其高度一般高出当地平原 500 m 以上，一般比高（相对高度）大于 300 m。

对于一个山体来说，可包括山顶、山坡和山麓三个组成部分。山的最高处称为山顶，山顶的形态有平的、圆的和尖的。山的最下部，即与平原的交界处，一般称为山麓。自山顶到山麓的倾斜地面称为山坡，山坡的形态有平直的（倾斜的或垂直的）、凹形的、凸形的，或者是复式的，按其倾斜程度可分为陡坡、斜坡、缓坡等。山麓是山地和平原的转折线，通常是一个过渡的地带，山麓常为厚层的松散沉积物所覆盖，被称为山麓带。在不同的气候条件下，山麓带的特点也不同。例如，在高寒地带，山麓往往为滚石或冰雪所覆盖。在温带，山麓带或泉水露头、溪流汇集，或田畴梯布、植被繁茂。山麓带从上到下，松散堆积物逐渐加厚，根据堆积物各层的成分、结构、时代、成因，往往能推断山岳的演变历史。

山地（mountainous region）是山分布的地区。按山的展布形态、走向及组合形式可以区分出山岭、山带、山脉和山系等。

山岭（mountain range）是具有陡峭的山坡和鲜明分水线的，呈线状延伸的山地。山岭的顶部称为山脊。

山脉（mountain chain）是具有明显走向的若干条平行的山岭组成的山地系统，如我国的阴山山脉、秦岭山脉、龙门山山脉等。例如，长白山是一条山脉，而南岭就不能称为山脉，而只能称为山地，这是因为南岭没有明显的走向。

山带（mountain belt）是一条山脉被巨大的纵谷或横谷分隔成数段，并具有不同的形态特征。例如，坐落在四川的龙门山山脉可分成前山带和后山带两个部分。

山系（mountain system）包括若干条山脉的山地系统。例如，天山山系和横断山山系。

平原（plain）是指地面起伏微弱的广阔的平地。对于具有大片平坦地面的高地则称为高原。一般把高原也划归为平原的范畴。

山地与平原是大陆表面最基本的两种地貌形态。

4.2 山地的类型

对于山地来说，通常可以从不同的角度加以分类。以内力地质作用为主形成的地貌有构造地貌，以外力地质作用为主形成的地貌有侵蚀地貌、堆积地貌等；根据动力作用的性质又有河流地貌、冰川地貌、岩溶地貌等。在本书中，拟从高度、成因和地质构造等三方面对山地进行分类。

4.2.1 高度分类

通常依据山地的海拔高程，可将其划分成高山、中山及低山等类型。在此基础上，再按照它们的相对高程作进一步分类。例如，高山又分成强烈切割高山、中等切割高山和轻微切割高山等。

但对于丘陵则主要以相对高程为准则，即不论其海拔高程如何，只要相对高程在100m以下者，均称为丘陵。当然，丘陵的坡度较缓，坡角线不明显，起伏频率更大，没有明显的脉络，这些方面也是有别于高山、中山和低山的地方。丘陵一般是由岩性软弱的地层组成。例如，在我国广泛分布的红色地层（侏罗纪到老第三纪）往往形成红色丘陵地区，如四川盆地内的广大丘陵地。因此，丘陵地区的河谷、沟谷都容易形成。地面在受到暴流和散流冲蚀后，容易成为水土流失区。根据高程，丘陵可进一步分为深丘、中丘和浅丘等（图4－1、图4－2）。

目前，国内一般都采用中国科学院地理研究所提出的高度分类方案（表4－1）。

表4－1 山地的高度分类

名称		绝对高度（海拔，m）	相对高度（m）
极高山		>5000.00	>1000.00
高山	强烈切割的高山	3500.00～5000.00	>1000.00
	中等切割的高山		500.00～1000.00
	轻微切割的高山		100.00～500.00
中山	强烈切割的中山	1000.00～3500.00	>1000.00
	中等切割的中山		500.00～1000.00
	轻微切割的中山		100.00～500.00
低山	中等切割的低山	500.00～1000.00	500.00～1000.00
	轻微切割的低山		100.00～500.00
丘陵			<100.00

注：一些文献认为丘陵与低山区分依据为低山切割高差大于或等于300 m；丘陵高差小于300 m。

（1）高山。根据高山所处的外营力环境及地貌特征可分为两类：一类是冰川作用为主的高山。这类高山在地貌上有明显的垂直分带，山顶多为现代冰川带，形成角峰、刃脊，其鞍部常为粒雪盆，山坡上常为高山古冰川带，"U"形谷明显，古冰川堆积发育，山坡下部为侵蚀剥蚀带，多峭壁和凹坡，山麓常为冰水冲积锥或联合洪积扇而成的倾斜山麓

面，如阿尔泰山、天山、喜马拉雅山等。另一类是以河流下切作用为主的高山。这类高山上升迅速，流水强烈下切，以侵蚀剥蚀作用为主，其形态特征为山顶尖削，山坡多悬崖峭壁，下为深切峡谷，谷深达1000余米至3000余米，山麓有时出现高阶地，如高黎贡山、点苍山、大凉山等。



图4－1 古生界砂泥岩构成的丘陵地貌



图4－2 中生代红层构成的丘陵地貌

（2）中山。深切中山的山坡被深长的沟谷切割，沟谷呈“V”形，谷源可近分水岭，山顶和山脊尖刃，山坡上部多为凹坡，下部多为凸坡，山麓发育冲积锥、洪积扇，如黄山、太行山南段、华山等。中等切割中山的山坡多为凹坡和凸坡的复合坡，其下部沟谷发育，多为“V”形谷，山麓多为冲积锥和洪积扇，如六盘山、秦岭东段等。浅切中山的山顶圆缓，山坡缓和，多凸坡，基岩出露较少，河谷多较开阔，如大兴安岭、阴山山脉等。

（3）低山。低山海拔高度500 m～1000 m，相对高度500 m左右，山坡坡度一般在10°以下，根据其切割程度可分为中切和浅切。低山往往与丘陵交错分布，在我国主要分布在东南部。

这一分类方案是依据我国的实际情况拟定的。其中，极高山的界限（5000 m）大致与现代冰川和雪线的分布高度相符合。在这里的外营力主要是冰川和寒冻风化作用。高山与中山的界限（3500 m）主要考虑到剥蚀作用产生性质上的差别，在此线以上寒冻风化作用特别强烈，常形成陡峭的山坡及粗大的堆积物。此外，在我国西北地区，此线也是森林的上限。在森林线以上，植被覆盖度较低，侵蚀剥蚀作用比较强烈。关于中山和低山的界线（1000 m），主要参考我国东部的山地，大部分海拔约1000 m，在温湿气候条件下，流水的侵蚀作用特别强烈，将地面切割得支离破碎。同时，化学风化作用也很强烈，常常形成较厚的风化壳。但对于低山丘陵，则主要根据相对高度和形态特征来加以区别。

上述分类虽然是以地势和切割程度作为标准，但是还注意到山地垂直分带性的规律，以及在季风气候影响下，我国东部和西北地区的一些具体营力性质的差别等，所以也具有一定的成因意义。但需要指出的是，在不同的地区，现代冰川、雪线、森林带的具体位置不尽相同，由此派生的各种营力，其性质和强度及所塑造的山地地貌形态，在不同地区的高度分布也是不同的。因此，这一标准在具体情况下可以结合实际进行适当修改，并不是绝对不变的。

《中国的地形》一书又按照山地的地理环境特点把山地分出高山、中山和低山。雪线（终年积雪的界线）以上的山地称为高山；雪线以下，高寒多雨，林木草坡茂盛地区称为中山，也是河源地点；山地气候和平原区或丘陵区差别不大的、多雨的、不高的山地称为低山。由于山地所处地理位置不同，各个山地雪线、林木上限线、截留雨量高度线都有很大区别，所以我国各地的高山、中山、低山标准也不相同。例如，在南方山地上，600 m

高处即可截留雨量，在 300 m 处的气温已下降，因此低山可用比高大于 300 m 来确定；中山可用 600 m 以上，即 800 m 处确定。在北方，截留雨量线上升到 800 m~900 m 山地，故 1000 m 以上才能定为中山。又如，雪线在我国东南部最低可降至 4000 m，而在我国西北部却高达 5000 m 以上，所以说，高山的划分各地不尽相同。总之，很难用一种固定的标准来衡量全国各地的山地，而应该因地制宜。但是，为了方便统计起见，我国通行标准是 1000 m 为中山和低山的分界；3500 m 为中山和高山的分界。

4.2.2 成因分类

目前一般都把山地划分为三种成因类型，即构造作用形成的山地、火山作用形成的山地和侵蚀剥蚀作用形成的山地。在此基础上，有些又将构造山地划分成褶皱山（folded mountain），断块山（fault-block mountain）和断块褶皱山（folded-massive mountain）。

山地的形成实际上主要是由于地壳运动引起的，并直接与垂直运动有关，但垂直运动又源于水平运动。例如，著名的喜马拉雅山脉在早第三纪时还发生过海侵，但现今却变成了雄伟的高山，这是由于始新世中期末印度板块与欧亚板块碰撞，然后大规模向北推进（水平运动），硅铝层的压缩和重叠派生出强烈的抬升运动。因此，尽管山地的形成，是由于垂直运动直接引起的，但这种垂直运动又是由水平运动派生的。

中国西部侵蚀地貌和剥蚀作用发育，形成千姿百态的地貌景观。

侵蚀作用（erosion process）：它是指外营力对地表冲蚀、磨蚀、溶蚀等作用的总称。狭义的侵蚀作用是指流水、波浪、潮流、海流、风、冰川等外营力的侵蚀作用；广义的侵蚀作用除以上外营力的侵蚀作用外，还包括在坡地重力作用下岩石、土体下移的块体运动所产生的磨蚀作用。

剥蚀作用（denudation process）：广义的剥蚀作用包括侵蚀作用和风化作用产生碎屑的作用，以及坡地重力下岩石、土体下移的块体运动所产生的作用；狭义的剥蚀作用仅指风化与坡地重力的作用。还有人认为剥蚀作用即侵蚀作用。

根据外营力作用类型的不同，可作如下划分：

①重力侵蚀作用：多发生坡地侵蚀。

②流水侵蚀作用：可分为坡面型片状流水侵蚀作用和沟谷型线状流水侵蚀作用，而线状流水侵蚀按作用方式还可分为下切侵蚀、侧方侵蚀和向源侵蚀。

③可溶岩的溶蚀作用。

④冰川的刨蚀与磨蚀作用。

⑤冻融作用。

⑥风沙流的风蚀作用。

⑦波浪、潮汐、海流对海岸、海底的海蚀作用。

侵蚀作用使地表遭受破坏，剥脱下来的物质随着大气和水流移动、运移，形成新的地貌体；或被侵蚀前形成了与各种动力相对应的侵蚀地貌类型。例如，重力侵蚀作用下形成的滑坡壁、各种滑坡裂隙、泥石流沟谷等；海蚀作用下形成的海蚀崖、海蚀平台、海蚀穴、海蚀拱桥、海蚀柱等。

侵蚀作用的强弱受构造作用与外力作用的控制。当构造上升时，由于地球表面势能的

增加而产生不稳定性，并造成外力的不平衡。但地表动力过程总是要由不平衡经过调整达到进一步相对平衡，而这种调整就是各种外力通过侵蚀作用使地面削低，侵蚀下来的物质被搬运至适宜的地点堆积。因此，在区域构造上升时，加速外力作用的过程使侵蚀作用增强，侵蚀地貌发育；反之，则侵蚀地貌不发育。

实际工作中，可以根据侵蚀、剥蚀的主导不同来进一步对地貌单元进行详细定名。

4.2.3 构造分类

无论何种山地，都是由一定的构造组成的，而由不同构造形态组成的山地，其地貌形态也有很大的差别。因此，我们可以依据组成山地的构造形态，将山地划分成方山(mesa)、单面山（cuesta)、褶皱山、断块山等各种类型。

4.2.3.1 方山

方山是由水平岩层构成的山地，其山顶平整，由坚硬的岩层组成，四周边坡常成阶地状，单个山体的形态如方桌一样，故称方山。这种地貌特征显然与构造有关。由于岩层的产状是水平的，所以当其中的坚硬岩层经剥蚀裸露地面时，岩层面就会变成山顶面，致使山顶非常平整。其山顶部分在坚硬岩层处形成陡岩，在软弱岩层处形成缓坡，因而具有台阶状的特点。方山经过长期剥蚀，当构成山顶的坚硬岩层被破坏后，将会变成馒头状的峰峦。尔后，若又出露坚硬岩层，则将形成方山地形。

方山常见于舒缓褶皱区的背斜或向斜的核部，在四川盆地，方山地形较为常见。

与方山成因较为类似的是水平岩层地表水沿平面X节理侵蚀，使其间的砂岩体形成峰林，张家界的石英砂岩峰林就是这样形成的。由于峰林个体面积均较小，重力崩塌作用导致峰林顶部尖耸，一般没有平顶保留（图4—3)。

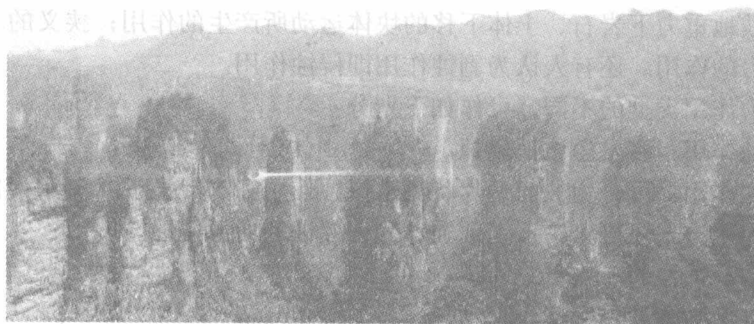


图4—3　张家界石英砂岩峰林

由产状水平或近于水平的第三系厚层红色砂砾岩为主组成的平坦高地，受强烈侵蚀分割、溶蚀和重力崩塌等综合作用而造成平顶、陡崖、孤立突出的塔状地形，属水平构造地貌。这种地形以广东北部的丹霞山最为典型，所以称为丹霞地貌（图4—4)。

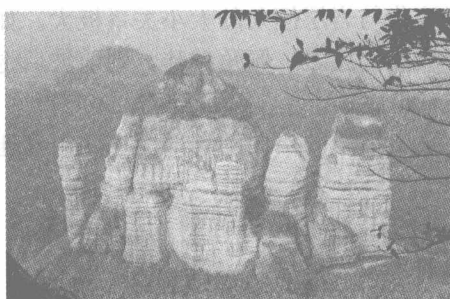


图 4—4 广东丹霞地貌

4.2.3.2 单面山

单面山是由单斜岩层构成的山地，一坡与岩层层面一致，另一坡与岩层倾向相反，坡度较陡，并具有明显的山脊线（图 4—5）。顺层面的坡称为构造坡，或称为后坡；相反的一坡称为剥蚀坡，或称为前坡。二者坡角之和约等于 90°，构造坡的坡度一般不超过 30°。如果岩层产状大于 30°，致使构造线与剥蚀坡的坡度大体相等，这种山体称为猪背脊（hogback ridge，图 4—5）。

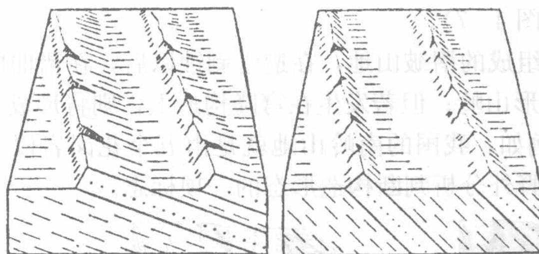


图 4—5 由单斜岩层构成的单面山(左)和猪背脊(右)

单面山的产生，除主要受构造控制外，同时也与岩性有关。只有在岩性坚硬的单斜岩层区，在地貌上才会有显示单面山的形态。因为当这里的地面遭受侵蚀时，由于坚硬岩层的抗风化剥蚀能力较强，部分坡面的剥蚀作用就会暂时停滞在坚硬岩层的顶部，这时山体的一坡将与岩层层面完全一致，并且比较平缓，而与岩层倾向相反的一坡却变得非常陡峭。如果组成山体的岩层的岩性均一、松软，那么即使是单斜产状，也不会产生单面山地形。

如果构成单面山顶的坚硬岩层厚度较厚，则前坡的陡岩显著，仅在坡脚有不明显的缓坡，覆以坠落的岩屑。陡坡受侵蚀后退缓慢，走向较连续平直，很少有缺口，如剑门关。反之，若上部坚硬岩层较薄，则陡岩不显，前坡后退很快，走向比较弯曲（图 4—6）。

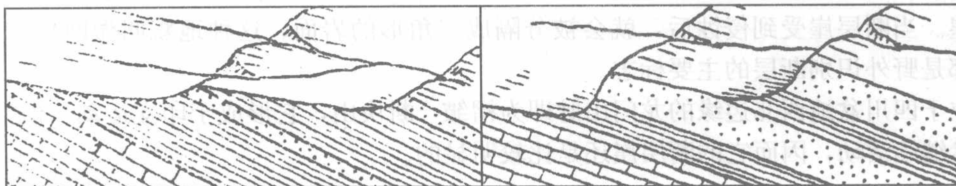


图 4—6 岩层厚度对单面山形态的影响（据北京大学《地貌学原理》）

左图：坚硬岩层较薄，右图：坚硬岩层较厚

单面山形态特征的发展演化与岩层倾角的大小关系极大。如果岩层倾角越缓，则前坡后退越快，走向曲折，山势较高；反之，倾角越陡，则前坡后退越慢，走向平直，随着前坡的不断后退，其高度日益减低。

单面山多见于由砂岩、页岩组成的褶曲的翼部。在四川盆地里，这种地形较为常见。

4.2.3.3 褶皱山

褶皱山是指由褶皱构成的山地，既有背斜山（anticlinal mountain），也有向斜山（synclinal mountain），并以后者最为常见。

在比较年轻的褶皱带内，外营力的剥蚀作用还未能彻底破坏原始的构造地形，因而这里的地形形态仍然继承了基底的构造形态，隆起的背斜部分为山岭，这样的褶皱山岭则称为背斜山。背斜山可能由单个背斜构成，也可能是复式背斜组成。例如，位于法国与瑞士之间的汝拉山（侏罗山）就是由背斜构成山岭、向斜构成山谷的。另外，四川东部的山地也属于这种类型的褶皱山。

但在古老的褶皱带内，经外营力长期剥蚀以后，背斜轴部由于张裂比较发育，这里的侵蚀作用较强，因而将逐渐由山岭演化为谷底，而向斜部分由山谷变成山岭，这样的褶皱山岭则称为向斜山。由于现存的地形与原始构造地形完全相反，因而这种地貌被称为倒置地貌（inverted relief，图 4－7）。

由软硬岩层互层所组成的褶皱山地，在遭受剥蚀以后，在褶曲的转折端处，坚硬的岩层常会形成 S 形或反 S 形山岭；但若发生在穹隆构造上，则将形成一系列以其顶为中心的环形山岭（图 4－8）。例如，我国的南岭山地就是由五个花岗岩侵入体形成的穹窿山。这些地貌特征常可以作为野外分析判断构造形态的一项标志。

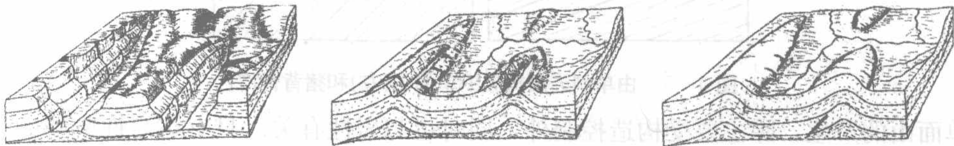


图 4－7 褶皱山地的演化

4.2.3.4 断块山

断块山是由断裂构造组成的山地。其中，有的一侧有断层，而有的两侧都有断层，或者由若干条断层组成。由于断裂构造往往与褶皱构造伴生，因此单纯的断块山是比较少的，而以褶皱－断块山较为普遍，如滇西北玉龙雪山。

断块山一般都是由断层的仰冲盘组成的。由断层仰冲盘构成的断块山，若形成较晚，或在挽近地质时期还有过明显活动，那么这里的断层将表现为陡岩地形，这种地貌被称为断层崖。当断层崖受到侵蚀后，就会被分隔成三角形的岩面，这种地貌叫做断层三角面。两者都是野外识别断层的主要标志。

位于四川盆地西北边缘的龙门山脉即为褶皱－断块山，它形成于印支运动，但在挽近期仍然继续活动，因而它的断层崖还是比较明显的。

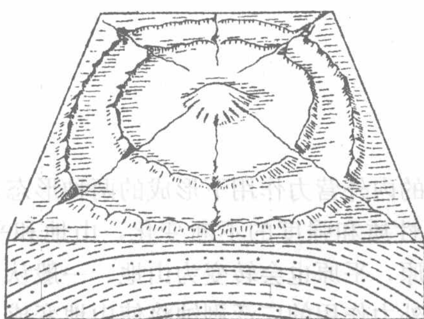


图 4－8　由穹隆构造形成的环形山岭

4.3　平原的类型

对于各种平原，可以从不同的角度进行分类。

4.3.1　形态分类

依据平原的绝对高程，可以分成高原（plateau）、高平原（high plain）、低平原（low plain）等类型。

高原：指地面的海拔高程在 600 m 以上，如中国西部的黄土高原、青藏高原等。

高平原：指地面海拔高程约 200 m～600 m，如四川西部的成都平原，海拔约 500 m～600 m。

低平原：指地面海拔高程约 0 m～200 m，如我国东部的松辽平原、华北平原、长江中下游平原等。

根据地面形态特点，平原可分为倾斜平原（如成都平原向南东倾斜）、凹状平原（如吐鲁番盆地）和波状平原（如松嫩平原）。

此外，近年来一些文献将盆地（周围山岭环绕，中间低平的盆状地形）作为地貌单元，但实际上盆地是由盆地平原或丘陵与周围山地组合构成的，一般不倾向于将盆地称为地貌单元。山原一词在一些文献中也用得较频繁，山原是指山脉和高原的分布交错在一起的地区。例如，在青藏高原（海拔 4000 m～5500 m）上，还耸立着一些更高的山脉（海拔 6000 m～7000 m），所以青藏高原就是山原。

4.3.2　成因分类

各种平原都是在一定的外营力作用下产生的。例如，外营力的剥蚀作用可以造成剥蚀平原（如青藏高原），外营力的堆积作用可以形成堆积平原（如成都平原）。由于各种平原都是在一定方式的地壳运动的作用下产生的。因此，在划分平原的成因类型时，可以依据造成平原的水平运动方式划分成纬向系平原、经向系平原、新华夏系平原、歹字形高原和马蹄形平原、山字形弧顶断陷平原等若干类型，有关这一分类的细节请参见杨景春主编的《地貌学教程》。

4.4 夷平面

山地与平原，是在不同的内外营力作用下形成的两种形态对立的地貌类型。在漫长的地质时期，随着内外营力的性质和强度的不断变化，山地和平原也会互相转化。也就是说，不仅山地可以转化为平原，平原也会转变为山地。一般认为，在山地形成后，若地壳运动处于相对稳定的时期，外力作用的广泛剥蚀将使山地变成比较平坦的地区，这种近似平原的地形称为准平原（peneplain）。在此以后，如果地壳运动又趋剧烈，则平原地形又会受到侵蚀破坏，转变为山地，但在山顶部分还残留着古平原面，这种地形就称为夷平面（planation surface）。不过，通常所指的夷平面除准平原面外，也包括那些经过一定剥蚀，但并未达到准平原的地形面。

如果山地曾发生多次间歇性上升，将会形成若干个分布在不同高度的夷平面。这种多层地形是判断区域间歇性升降运动的重要标志。

我国广大的地质、地理工作者对我国山地的多层地貌曾做过大量的研究工作，他们的研究结果认为，在我国北方通常保存有两级夷平面，即台北期夷平面和唐县期夷平面。如以北京西山为例，台北期夷平面位于海拔 1500 m 的高程，削过了由不同构造形态组成的山岭，其形成时期大致在白垩纪到第三纪初期；唐县期夷平面分布高程在海拔约 500 m 的高程上，在它的上面堆积着上新世的红色粘土（三趾马红土），其形成时代在新第三纪。在我国南方，夷平面的研究以湖北西部较为详细，曾确立了鄂西期和山原期盆地内部的两级夷平面，后来还在山原期夷平面下，又建立了一个云梦期夷平面。在四川盆地内部有秦岭期夷平面，其形成时代大体上与北方的唐县期夷平面同时。

在研究山地地貌时，正确地鉴别夷平面至关重要。一般来讲，夷平面有以下几项鉴别标志：

①具有夷平面的山地，山顶面一般比较平整，并处于大致相等的海拔高程上，切割不同的构造形态。

②在夷平面上，可能还遗留着古侵蚀沟谷（坳沟）的残迹，这种古沟谷的形态与后期沟谷的形态有着明显的差异，前者切割较浅，而后者侵蚀较深。这一特征显示出它们是不同时期、不同的侵蚀条件下的产物。

③在夷平面的低洼处可能还残留着零散的沉积物，或风化很深的风化壳，这种沉积物与下伏地层成角度不整合接触。

在上述三项标志中，以最后一项特别重要。因为单凭地貌形态确立的夷平面，证据是不够充分的。

在确立夷平面以后，还需要进一步确定夷平面的时代。确定其时代可以从以下几方面入手：

①如果夷平面切割了不同时代的地层，那么，其形成时代应在最年轻的地层沉积之后。

②在夷平面上的堆积物中，如果含有的化石可以确定这一地层的时代，那么，这一时

代应是该夷平面形成时期的上限。

③在多级夷平面中，一般来说，位置愈高者形成的时代相对愈老，但必须排除构造变动的影响。因为当夷平面形成后，在地壳运动的影响下，同级夷平面可以发生变形，致使其分布在不同的高度。

4.5 斜坡地貌及其堆积物

4.5.1 斜坡流水地貌及堆积物

4.5.1.1 斜坡流水地貌

降水或融雪后，常形成沿斜坡表面流动的水流，叫做面流。在斜坡的上部，雨水和融雪水沿斜坡流动，没有固定的流线和沟槽。这种细流在流动过程中常分成两条以上的细流，许多细流在坡面上组成网状流，类似一个覆盖在斜坡上的面，这在一些文献中称其为表流。

面流发生的基本条件是雨水或融雪水和一个坡度较小的斜坡。在平缓的斜坡上，面流在重力作用下，缓慢地流动。面流常发生在丘陵和高地或山麓缓坡地带，组成这种平缓斜坡的岩石如粘土岩、泥灰岩，以及第四纪松散堆积物。面流也受气候带的影响，在潮湿的气候下，降雨量大，形成洪流，面流不发育；在苔原带、半干旱草原带，特别是在这些带有松散堆积物广泛分布的地域，雪融水和不多的降雨有利于面流的发生和发展。

面流在其发生和发展过程中，对构成斜坡表面的基岩和松散堆积物进行侵蚀（片蚀作用）、搬运和沉积（坡积作用）。片蚀作用（sheet erosion）和坡积作用（slope action）形成片蚀地形（sheet erosional relief）和坡积物（slope wash）以及坡积地形。

细流携带被其破坏的或已经存在于斜坡表面的细粒物质，沿斜坡表面向下搬运。由于细流的流速降低、水量减少或消失，所携带的细粒物质被沉积下来。面流的沉积是间断的。沉积物在斜坡表面的风化及其他作用下，粒度组分变小，成分产生变化。后来的细流又将被改变了的细粒物质向斜坡的更下部搬运，直到达到斜坡底部的平原。所以，在面流作用的斜坡上部主要是片蚀作用，下部主要是坡积作用。片蚀作用在斜坡上部形成片蚀坡，片蚀坡表面分布着细沟；坡积作用在斜坡的下部形成坡积物，坡积物组成坡积裙（talus fan）。规模大及表面坡度小的坡积裙或几个坡积裙连起来，均能形成坡积平原。片蚀坡的形成使斜坡上部的高度降低，坡积裙的形成使斜坡下部的高度增大。二者联合作用的结果使斜坡变得平缓（图 4−9）。在半干旱和苔原地带内，面流的侵蚀、搬运和堆积作用影响十分重大。

4.5.1.2 坡积物的特点

（1）坡积物的成分随斜坡上部的基岩和松散堆积物的类型而不同，如斜坡上部为砂岩，则在坡积物中富含石英、长石等矿物。由于坡积过程也是一个风化过程，所以，在坡积物中，既有基岩风化（次生）矿物，也有风化残留矿物。

（2）坡积物的颜色随斜坡上部的基岩和松散堆积物的类型、气候环境、形成历史而不同。

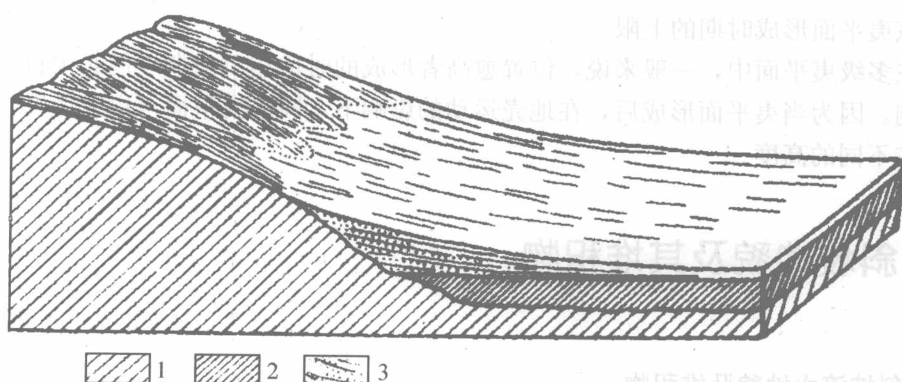


图 4－9 坡积裙及坡积物的结构

1. 基岩；2. 河流冲积物；3. 坡积物及坡积裙

(3) 坡积物主要由细粒物质（粘土、粉砂、砂等）组成。但粒度与斜坡上部的岩石及松散堆积物的类型、风化程度、坡积过程等有联系。如果斜坡上部为黄土、泥灰岩等，则在斜坡的下部就可形成坡积黄土和粘土层。

(4) 坡积物具有不明晰的层理和分选。坡积物的层理基本上与斜坡平行，坡积物的分选表现为由斜坡向下逐渐变细，在远离山坡方向，分选程度和层理都变得清晰。

(5) 坡积物的厚度可达数十米至数百米。由坡积裙的上部向下去，厚度增大，在坡麓处厚度最大，由坡麓远离山坡，厚度变小，以至尖灭。

(6) 在坡积裙的上部，坡积物常与残积物共生，在下部常与洪积物、冲积物共生。

坡积物是一种有用资源，可作为砖用粘土等建筑材料之用。坡积物中的矿物特征可以作为寻找斜坡上部某些矿产的依据。巨厚坡积物充水后，常常形成自上而下的压力，引起蠕动。蠕动的结果是使上部向坡下移动，下部堆积物隆起。坡积物遇水饱和后，常常形成泥流，特别是当坡积物为黄土状岩石时，充水使一部分矿物溶解，更容易引起下陷、隆起或流动。

坡积物的研究应当注意其空间分布、厚度、岩石矿物成分、岩相特点、含水条件等。这些资料一般是通过横切坡积裙剖面的观察研究获得的。

4.5.2 洪流地貌及洪积物

4.5.2.1 洪流及其有关概念

某些沟谷基本上全年干枯无水，仅在暴雨或大量积雪迅速融化后，方形成暂时性的急流，即洪流（flood current）。洪流发生在较陡峭的斜坡上，水势较猛，流态极不稳定，是一种爆发性的线流或网状流。当其流入山前或山间盆地平原时，因失去地形约束，表现为没有固定的流线，成为漫溢的面状径流，即洪积物是山前平原或山谷出口暂时性洪流的堆积物，是由从山谷流出的浊流带来的山区碎屑物质堆积而成。洪流在陡坡上形成侵蚀沟。在斜坡下部和坡前平原内，由于流速降低，所携带泥砂堆积下来。洪流的堆积物称为洪积物（pluvial）。洪积物在山口和沟口，在洪流流经的沟谷内也有分布。

在内陆干旱气候盆地边缘的山麓地带，由于降雨量多是季节性的，且常集中成暴雨，

洪积物最为发育。洪积物形成扇状的堆积地形，称为洪积扇（diluvial fan，图4－10、图4－11）。有时，邻近的洪积扇可以彼此相连，组成复合洪积扇或倾斜的山前洪积平原。在汇入山间河谷的支沟沟口，也常常生成洪积扇。洪积扇和洪积平原都可以由于冲沟下切而形成洪积阶地。

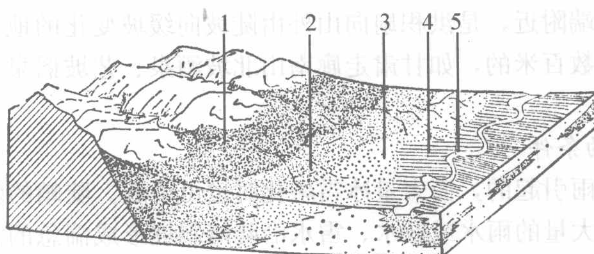
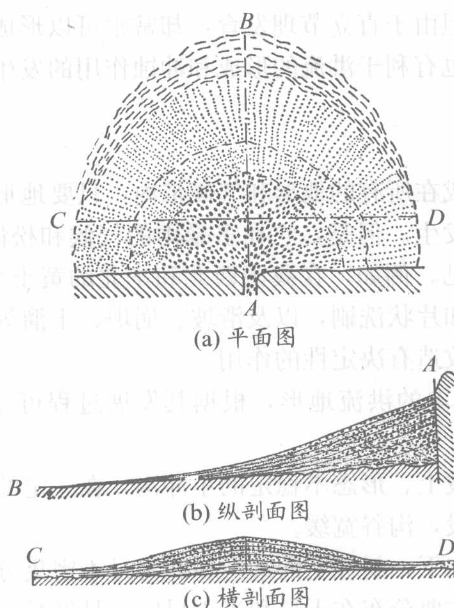


图4－10　洪积扇结构图

1．洪积扇中心粗砾石沉积；2．洪积扇过渡区的砂砾沉积；3．洪积扇边缘细砂粘土沉积；4．河漫滩细砂沉积或冲积平原砂粘土沉积；5．河流及河床沉积



(a) 平面图

(b) 纵剖面图

(c) 横剖面图

图4－11　洪积扇的平面和剖面图（据库尔居科夫）

由于洪积物多是短期的暂时流水造成的，搬运距离不大，所以物质分选性差，大小碎屑上下混杂，极为混乱。其次，洪积物中的砾石多具棱角，或带棱角的扁圆形，愈大块者棱角愈显著。就砾石的分布情况而言，近山者为大块，向外边及周边地带则为细小砾石，粗粒碎屑，到接近平原地带或主要河谷平原地带则有尘土状或黄土状物质分布，这里往往是泉水出露的地方。

由于洪流周期性的变化，沉积物常常经过反复的搬运沉积，所以一般洪积物在纵剖面上往往可见清晰的斜层理，顺原始地形坡度倾斜，有时还常常与山区河流的淤积物相互成层，造成斜层理与水平层理相间的情形。斜层理是细粒的碎屑物中夹凸镜体的砂砾包裹

体，或者在粗粒砂砾物质中夹有尖灭条带状的细碎层及尘土状的粘土混合体。水平层理由细粒物质构成，分选性较好，往往是淤积物。

根据洪积物的组成物质、结构、层理、粒径大小、分布位置等相互关系，可以划分为洪积扇顶部、中部、边部等岩相。洪积物的厚度决定于古地形及洪积扇顶端的分布位置，最大厚度在扇形的顶端附近，是洪积扇向山外由陡坡向缓坡变化的地方。洪积物厚度一般是数十米，也有厚达数百米的，如甘肃走廊南山北坡酒泉、艺坡谣泉、玉门一带洪积砾石层就厚达 100 m。

4.5.2.2　洪流发生的条件

洪流主要是由暴雨引起的，而大量冰雪融化时也可引起。陡峭的斜坡地形也是洪流发生的一个基本条件。大量的雨水或融水、雪水沿陡峭斜坡形成湍急的洪流。由松散堆积物和较松软的基岩构成的斜坡，更有利于洪流的产生，在这种斜坡上流水很容易侵蚀形成沟谷。

干旱和半干旱地区降水量虽小，但多暴雨，加之温度变化较大，物理风化作用强烈，容易形成大量碎屑物质。许多干旱和半干旱地区都是黄土和其他堆积物聚集的地区。黄土虽然是一种松散堆积物，但由于直立节理发育，却常常可以形成陡坡或悬崖。此外，干旱和半干旱地区植被稀少，也有利于洪流的形成和冲蚀作用的发生。所以，干旱和半干旱地区是洪流最易发生的地区。

4.5.2.3　洪流侵蚀地貌

洪流侵蚀地貌可以生成在所有的地形和气候带内，只要地形有一定的坡度，并有低凹处便于集中地表水流均可发生。但是，它在多暴雨的气候和松散土层的条件下最易形成，在干旱和半干旱地区较常见。例如，在我国西北和华北的黄土分布区，其作用非常普遍。洪流侵蚀沟结合风化剥蚀和片状洗刷，以及滑坡、崩坍、土溜等作用，不断分割并夷平地形，对广阔的河间地区的改造有决定性的作用。

冲沟（gully)是一种基本的洪流地形，根据其发展过程可分为纹沟、细沟（rill)、切沟、冲沟和坳沟（clough)。

细沟是雨后生成于斜坡上、形态不稳定的小冲沟，在一定的条件下可以发展为冲沟。

坳沟是冲沟的衰老阶段，沟谷宽缓。

在暴雨不断冲刷的影响下，斜坡上的细沟和冲沟过于密集分布，沟间地成为狭窄的刃状形态，称为劣地。劣地主要分布在干旱和半干旱区，是经受了强烈冲刷的标志。

冲沟的生成与降雨性质、地形和岩性有关。在松散土层覆盖的地区，分布在斜坡上的小冲沟多由顺坡冲刷而成。在岩性均一和地形相同的坡面上，冲刷的间距大致相近，其排列形式主要由坡度所决定，一般在大于30°的坡地上多做平行排列，在小于30°尤其是小于20°的坡地上，由于冲沟之间易于相互兼并，则多为树枝状排列，特别是坡长不一致的情况下，更容易形成树枝状的冲沟网。在基岩出露的地区，冲沟除原始凹地生成外，还常沿各种不同的构造线发展，包括断裂、裂隙、岩层层面和不同岩性的接触带等。因此，其延伸方向、排列形式、密度等往往与地质构造和岩性的特征密切相关。

绝大多数冲沟都不是常年有水，或是仅有极小的涓涓溪流，一般只是在暴雨或积雪大量融化后才有较大的洪流。这时，水量比较集中，具有较强的侵蚀能力。冲沟侵蚀能力的

大小不仅与降雨量和融雪量有关，也与集水面积的大小和集水区的形状有关。

由于冲沟沟床常较其附近的河流水面——地方侵蚀基准面高，因此下切作用十分活跃。如果冲沟发育在松散土层中如在黄土高原，则常可形成数十米深的冲沟。在基岩出露的地区，向下切蚀的速度虽然较慢，但其侵蚀作用仍以下切为主。在复杂的地质构造和岩石性质的影响下，沟底往往形成起伏不平的纵剖面。

在黄土或其他松散土层覆盖的地区，冲沟的向源侵蚀作用也很发育，如黄土区。由于其垂直节理较发育，冲沟的沟头往往形成陡坎。当水流通过时，在陡坎底部掏蚀成壶穴，引起顶部崩坍，而使陡坎不断后退，冲沟不断伸长，有时每年可延续数米至十米以上。由于剧烈的下切作用，冲沟的横剖面常呈V型，沟坡常处于不稳定状态中，滑坡和崩坍都经常发生。

冲沟的形成和发展，使地形遭受强烈的分割，蚕食土地，破坏道路，对居民点和工程建设都造成危害。同时，它还可以将大量泥砂带入河流，增大河流的含砂量，成为下游河流和水库淤积的主要来源。

冲沟的不断下切，可以使沟间地区的地下水面下降，土地日趋干燥，当冲沟网密布，将平坦完整的沟间地蚕食分割为许多孤立的丘陵时，这一问题更加严重。但是，在冲沟两侧或其汇合处等地貌部位却往往可以找到丰富的地下水。如果冲沟切入地下十分丰富的含水层，则水流可以得到大量补充，并在沟底形成较大的径流量，从而发展成为河流。

坳沟是冲沟的衰退阶段。在这一阶段，由于径流量供应不足，下切能力逐渐减弱，沟坡冲刷、崩坍、滑坡等作用相对突出，使沟坡不断后退，坡度变缓，沟底由于坡积物、崩积物和地滑堆积物的堆积变得平坦宽阔，沟底和沟坡逐渐生长植物，整个坳沟的横剖面呈“U”字形，继续发展下去，坳沟的沟沿逐渐消失，成为坡度舒缓的凹地。凹谷密布的地区常表现为平缓的波状起伏地形。

4.5.2.4 洪积物和洪积地貌

洪流虽然挟带了大量碎屑物，但是仍属于水流的范畴。洪流的过程十分短暂，在山前和山间平原上，开始是以面状洪流出现，最高洪峰过后，很快就分散成散乱的网状水流，随即逐渐干枯消失。所以，在洪积扇的表面，由于后期出现的网状水流的冲刷作用，常遗留有许多散乱的干枯沟谷。这些沟谷的位置和形态都很不稳定，往往经过下一次洪流的冲刷破坏，很快就发生变化。这是洪积扇和冲积扇的主要区别之一。

在山谷内，洪流的动能十分集中，以侵蚀为主，仅在洪峰以后一些分选性与排列性都很差的泥砂和石块才能沿途堆积，其中包括一些酷似冰川漂砾的巨大岩块。出山以后，水流分散，流速迅速降低，洪流则以堆积为主。

洪流形成的洪积扇可分为粗粒的锥顶相和细粒的边缘相（图4－10、图4－11）。锥顶相由洪流出山后迅速停积的大量岩块、岩屑和砾石所组成，分选性很差，孔隙度和透水性较高，层理不清楚，有时具有交错层理或透镜体，在地貌上形成明显突出于整个洪积扇之上的扇顶锥。边缘相的沉积较细，具有斜层理及下粗上细的递变层理，愈向洪积扇的边缘，沉积物的分选性愈好。在干燥或半干燥地区，有时混浊的洪流可以在山前平原上泛滥很远，沉积分选性极佳的淤泥或粉砂薄层。淤泥层在暴晒下形成泥裂，粉砂土则构成了洪积成因的黄土状土层。在洪积扇的外缘，也可形成极细的粘土层。

在洪积扇表面的网状沟谷内，沉积物较粗，有较好的磨圆度和层理，扁平砾石可作水平或叠瓦式排列。经过下一次洪流，这些网状沟谷很容易被新的沉积所填塞，形成长条状的粗粒透镜体，呈辐射状埋藏在洪积扇之内。

整个洪积扇的含水性能较好，尤以扇顶锥最佳。洪积扇由于洪流大规模向下渗透，潜水埋深较大，含量丰富，可作为农灌、工矿的引用水源，也是山麓地区潜水的主要补给带，它不仅可以补给下游平原，还可继续渗入深层，与地下水相通。因此，对洪积扇和冲积扇顶部的水源保护，防止水质的化学和生物（细菌）污染是一项不能忽视的问题。

洪积扇的潜水往往在粗、细相接触的扇顶相和边缘相的过渡地带出露，成为弧状成串排列的泉或池沼，常是山麓地区主要的泉水溢出带。

4.6 山坡的重力堆积物及其地形

山坡的稳定性问题，是工程地质的重大问题之一。促使山坡变化的地质作用的种类繁多，以重力作用为主的剥蚀作用就是其中的重要类型之一。对于这类的剥蚀作用，按其运动方式，可分为崩塌作用（eboulement）、撒落作用（dispersion）、滑坡作用以及泥流作用等。山坡在上述各种剥蚀作用的影响下，将不断地受到改造，并形成相关的堆积物和堆积地貌。这些堆积物统称为重力堆积物。

4.6.1 崩塌堆积及其地形

山坡上部的岩石，由于剧烈的风化、剥蚀、地震及岩石裂隙等因素的影响下，致使岩块的稳定性失去平衡，在自身重力的作用下，整块地向下坠落，迅速地跨向坡脚，这种作用叫做崩塌作用（eboulement）。由此而形成的堆积物，称为崩积物（colluvium）。

崩积物常见于山坡陡峭（大于45°），由坚硬的岩石组成的边坡，特别是地震区最为发育的地区。规模很大的崩积物，可以堵塞山谷，构成一条天然的堆石坝，在坝堤后面形成堰塞湖。例如，1933年四川叠溪地震引起山崩，大量的崩积物使岷江堰塞成大、小海子。

崩积物最主要的特点是未经分选，成分简单。崩积物是由大大小小的具有棱角的岩块和岩屑组成，其中，巨型岩块有时可能被误认为是基岩露头，在岷江上游水电勘探中出现过类似的情况。岩块和岩屑的成分与山坡上部的基岩成分完全一致，其剖面结构大致是上细下粗，但不具有层理。

4.6.2 撒落堆积物及倒石锥

山坡上部的基岩，受到物理风化作用后，将崩解成岩屑，这些岩屑在重力作用下就会沿着山坡向下滚动，这种作用叫做撒落作用。虽然撒落作用像崩塌作用一样，也是由重力作用引起的，运动速度也是很迅速的，但它与崩塌作用还有所不同。它所垮落下来的物质，只是一些细小的岩块或岩屑，而不是规模巨大的岩块。同时，随着物理风化作用的不断进行，风化下来的岩块或岩屑将不断地向下坠落，因而撒落作用持续的时间很长，而崩塌作用所进行的时间则是极为短暂的。此外，撒落作用所涉及的范围很广，而崩塌作用仅

限于山坡某一狭窄部分。

由撒落作用所造成的堆积物，叫做撒落堆积物。虽然它也是大小混杂的，但较崩塌堆积物略有分选，表现为剖面的下部颗粒粗，而上部的颗粒细（图 4－12）。这是由于岩屑沿山坡滚动时，大而重者产生的动能大，滚动较远，小而轻者所产生的动能小，滚动较近。若撒落堆积物中岩屑的成分像崩塌一样比较单一，则与山坡上部的基岩成分完全一致。

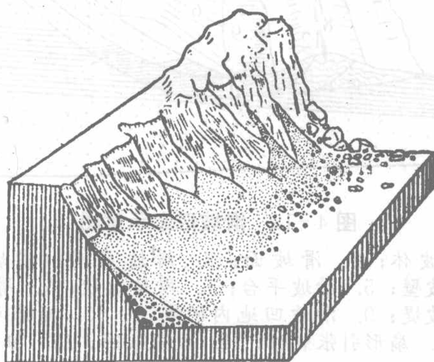


图 4－12　撒落堆积物剖面结构及其地貌形态

撒落堆积物展布于坡脚，形成上尖下圆的锥形体，叫做倒石锥（talus）。随着物理风化作用的不断进行，撒落作用还会不断地发生，使倒石锥逐渐地向坡的上方发展，像这样长期地发展下去，倒石锥可以占据大部分山坡。如果堆积体的坡角过大或倒石锥内部碎屑间存在空隙（为颗粒支撑），在昼夜温差的影响下，倒石锥还将向下缓慢移动，一直到其自然休止角（30°），其重力不足以克服碎石间的阻力时，倒石锥才会处于相对静止状态，这时山坡也就变得非常平缓。

4.6.3　滑坡堆积物及其地形

当山坡某部分块体的重力和岩石内部的内聚力及对岩体的阻力之间的平衡遭到破坏时，这部分块体就会沿着一定的破裂面整体发生滑动，这种现象叫做滑坡（landslide）。

滑坡是最常见的一种地质地貌现象。大规模的滑坡会掩埋村镇，摧毁厂矿，中断交通，堵塞江河，破坏农田和森林，给国家建设和人民的生命财产造成严重的损失。例如，2001 年重庆市武龙县发生滑坡，摧毁一幢九层居民楼，造成 70 余人丧生和严重的财产损失。

滑坡有其特殊的形态和一定的组成部分。通常一个发育完整的比较典型的滑坡，可包括滑坡体、滑坡面、滑坡床、滑坡台阶、滑坡舌、滑坡堤、滑坡凹地、滑坡裂缝等若干组成部分（图 4－13）。

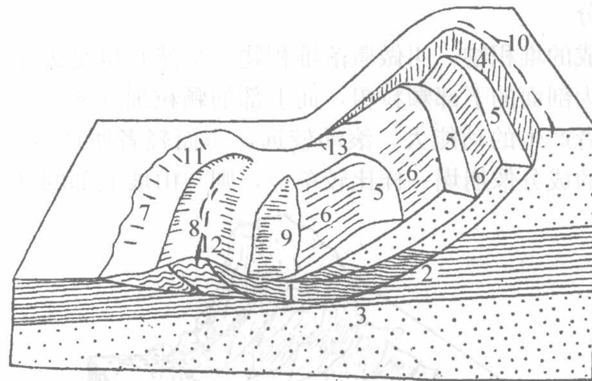


图 4-13　滑坡形态示意图

1. 滑坡体；2. 滑坡面；3. 滑坡基座（滑坡床）；4. 滑坡壁；5. 滑坡平台；6. 滑坡台坎；7. 滑坡舌；8. 滑坡堤；9. 滑坡凹地内的湖泊；10. 后缘引张裂隙；11. 扇形引张裂隙；12. 鼓张裂隙；13. 扭裂隙

（1）滑坡体：滑坡的整个移动部分。滑坡体经运动后，其组成物质虽然松动破碎，但仍保持原有的层位关系和构造特点。滑坡体表面起伏不平，裂缝纵横，有些洼地积水成海子或沼泽，长着喜湿的植物。另外，滑坡体积大小不等，小的仅十余立方米至数十立方米，大的可达几百万立方米至数千万立方米，甚至有的可达数亿立方米。

（2）滑坡床：滑坡床又称滑坡基座，是滑坡体下面，支持它的部分。如果是岩质滑坡，滑坡床表层的岩层产状，往往由于受到滑坡体的牵引，形成挠曲，这时滑床表层的产状就不能代表这里基岩的真实产状。

（3）滑动面：滑动面简称滑面，是滑坡体与滑坡床之间的界面，其形状随斜坡的物质组成和岩土体结构的不同而异。在均质粘土和软岩中，活动面近于圆弧形。滑坡体若沿岩层层面或结构面滑动，滑面则多呈直线形或折线形。多数滑坡的滑动面是由圆弧和直线复合而成的，其后部呈弧形，前部呈近乎于水平的直线。

当滑坡体在重力作用下发生滑动时，它对滑坡床将产生强烈的碾磨，这种碾磨作用，可以把滑动面上的岩块碾碎，造成滑坡角砾岩，并往往使滑动面光亮如镜，有时可能找到清楚的擦痕。

滑动面附近的土石通常是潮湿的，有的甚至呈饱和状态。有些滑坡面常常有地下水活动，滑动面的露头附近多有泉水溢出。

（4）滑坡壁：当滑坡移动后，在它的原处形成弧状的陡壁，这种地形称为滑坡壁，也称为滑坡后壁。滑坡壁高度为数厘米至数十米不等，其坡度多为 60°～80°。当其左右弧形向前延伸呈“圈椅”状时，这种地形就叫做滑坡围谷。

滑坡壁实际上是滑动面的上部露头，有时在新鲜的滑坡壁上，可以找到滑坡擦痕。

（5）滑坡台阶：曾多次活动的滑坡体常常形成阶梯状平台，这种地形称为滑坡台地。滑坡台地前缘的陡坎叫做滑坡台坎。

（6）滑坡舌：滑坡体的前端如舌状向前伸出的部分。河谷中的滑坡舌往往被河水冲刷而残留一些孤石。

(7) 滑坡堤：滑坡体在向前滑动时，如果遇到阻碍，其前端将受到后面推动部分的推挤而隆起成堤状地形，这种地形叫做滑坡堤。也有的形成隆起的小丘，叫做滑坡鼓丘。滑坡体或滑坡鼓丘，由于受到挤压，因而使其中的塑性岩层产生褶皱和逆掩断层。

(8) 滑坡凹地：伴随滑坡堤或滑坡鼓丘的产生，它们的后面相对成为洼地，这种洼地叫做滑坡凹地。凹地内积水，可形成湖泊或沼泽。

(9) 滑坡裂隙：滑坡在滑动之前和滑动的过程中，都会产生裂隙。在滑坡将要发生滑动的时候，其后部受到引张应力的作用，形成若干条弧形的张裂隙，分布在滑动面附近。这种张裂隙的出现，通常是滑坡即将发生的前兆。在滑坡堤或滑坡鼓丘的顶部，也有张性裂隙分布，其走向与滑动方向垂直。由于这种张裂是在滑坡体的下部发生隆起所派生的引张应力的作用下产生的，故称为鼓张裂隙。在滑坡舌部分，两侧由于与滑坡壁发生摩擦滑动速度较慢，而中间部分速度相对较快，这样就会发生扭动。在扭动过程中，沿着与张应力垂直的方向上产生张裂隙，它们呈放射状分布，故称为扇状引张裂隙。此外，由于滑坡体内部活动速度的差异而引起的扭动，还可以形成扭张破裂，它们多出现于滑坡体的两侧。

影响滑坡发生的主要因素有以下几个方面：

(1) 岩性。由于滑坡实质上是由重力引起的一种扭性的破裂变形，因而它的发生和山坡的物质组成关系密切。根据岩石的物理力学性质，可以将它们分成两种主要类型：一种是塑性的，另一种是脆性的。一般来说，坚硬致密块状的石灰岩、花岗岩和石英岩等都是脆性的，它们的抗剪强度很大，能经受很大的剪应力而不变形。所以完全由这些岩石组成的山坡高陡而稳定，很少产生滑坡。页岩、粘土岩和板岩以及其他松散的第四系堆积物多是塑性的，它们的抗剪强度低，因而由这些物质组成的山坡容易发生滑坡。

(2) 地形。山坡的高度、坡度和横断面的形状，决定了山坡的内部应力状态，因而也是影响滑坡活动的重要因素之一。

如图 4-14 所示，图中 AB 表示坡面，h 为坡高，α 为坡角，l 是山坡的水平长度。显而易见，山坡的底部受到了上部坡体所给予的压力，D 点所承受的压力为 $h\gamma_m$（坡体物质的容重），但 A 点因 h 为零，故所受的压力为零，这样在 D 点与 A 点之间产生了压力差。该压力差与两点间水平距离的比值，称为压力梯度，即等于$\frac{h\gamma_m}{l}$。由于对于一定种类的介质来说，γ_m 是一个常数，所以压力梯度也可以简单地用$\frac{h}{l}$来表示，此值叫做边坡比。图 4-14 中甲坡，l 为零，边坡比与压力梯度为无穷大。由此可见，山坡越高，坡度越陡，边坡比就会增大，压力梯度也就越大。这种压力差将会使山坡内部的应力平衡状态受到破坏，当超过某一极限时，山坡就会发生滑坡。

此外，山坡的横剖面形状对其稳定也有很大影响，如图 4-14 中乙坡与丙坡相比，两者的高度和水平长度完全一样，即边坡比值是相等的，但由于横断面不同，丙坡中 AFE 部分对 AB 坡角有一侧压力，它能起抗滑作用，所以丙坡的稳定性比乙坡好。

(3) 地质构造。坡体内部各类裂隙和岩层面的存在，可以削弱滑坡体的内聚力，并为地下水的活动提供通道，因而滑坡往往是沿一定的结构面滑动的，特别是结构面与山坡坡面平行时，坡体最容易发生滑坡。

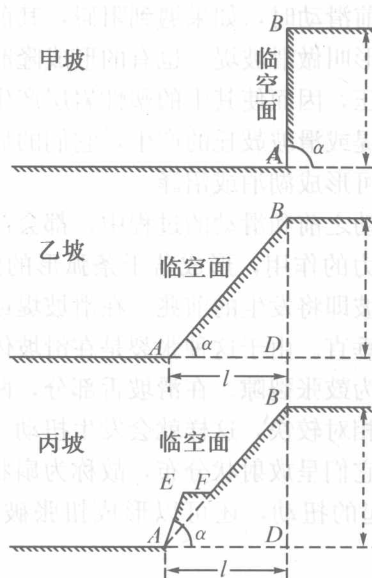


图 4—14　简单斜坡外形示意图（据中科院成都地理研究所）

(4) 水的作用。许多滑坡常常发生在雨季或雨后，特别是在多雨的年份。水库水位的骤然变化，以及由于施工中排水不当，都往往引起滑坡发生。这些事实表明，在滑坡的活动中，水的作用是十分显著的。水的作用主要有静水压力、动水压力，冲刷作用和软化作用等几个方面。

当山坡内部有地下水活动时，地下水的静水压力和动水压力可以促使山坡发生滑动。洪水时期或水库蓄水，引起地下水位升高，使静水压力增大，由静水压力产生的浮托力就会降低山坡的抗滑力。反之，若洪水迅速消退，或水库水位骤降，则产生地下水向坡面渗透的动水压力，这样就增加了山坡的滑动能力。

水的冲刷作用可以使山坡增高，坡面变陡，倒置边坡比值增大，破坏了山坡内部原来的稳定平衡的应力状态，因而引起滑坡。此外，当流水的冲刷作用切穿了岩体内部与坡向一致的结构面时，山坡也容易沿着这样的结构面发生滑动。

除上述四种最普遍的因素外，其他的如地震、爆破，或在山坡下部挖掘土方，建筑物的附加荷载等，都可能导致滑坡的发生。

一般来说，滑坡发生是一个长期的过程，可以分为三个阶段：蠕动变形阶段、滑动阶段和渐趋稳定阶段。

(1) 蠕动变形阶段：指从山坡的稳定状态受到破坏，到整体滑动之前的变形阶段。在这一阶段的初期，由于山体组成物质的抗剪强度的逐渐降低，或坡体内部剪应力不断增加，当其抗剪强度小于剪应力时，便会产生微小的扭性破裂。随着扭性破裂的逐渐发展，在坡面上就会出现断续的张性裂隙，这时渗水作用加强，促使了破裂变形的进一步发展，使张性裂隙加宽，开始出现位错，两侧也出现了扭性破裂面，同时坡脚部分受到挤压，滑坡出口附近潮湿渗水，滑动面大部分形成，但尚未完全贯通。随着斜坡变形的继续发展，后缘的张性裂隙进一步加宽，错距增大，两侧的羽状扭裂贯通并撕开，前缘部分被挤压鼓

起，产生大量鼓胀裂隙，滑坡出口附近渗水浑浊，这时滑动面已全部形成，接着便开始整体地向下滑动。一些大型滑坡在开始整体滑动之前，岩石受到挤压错动，将会发出响声。上述出现的各种现象，叫做滑坡的前兆现象，尽早发现和观测滑坡的各种前兆现象，对于滑坡的预测和预防都是非常重要的。

（2）滑动破坏阶段：当滑坡整体向下滑动的时候，亦称为滑动破坏阶段。这时，滑动后缘整体下陷，滑动壁愈来愈高，滑坡体将分隔成数块，并形成滑坡平台，滑坡体上的树木倾斜，东倒西歪，形成“醉汉林”，滑坡体上的水管、渠道被错断，各种建筑物严重变形以致倒塌破坏。随着滑坡体向前运动，滑坡舌前面的道路，建筑物被推移或被掩埋，甚至堵塞河流，或迫使河流弯曲转向。

在滑坡滑动过程中，滑动面附近湿度增大，并且由于反复切变，使滑坡体受到进一步破坏。这些都将引起坡体物质的抗剪强度进一步降低，促使滑坡加速运动。滑坡滑动的加速度大小，取决于滑动过程中组成物质抗剪强度降低的绝对数值，并与滑动面的形状、滑坡体的厚度和长度，以及滑坡在斜坡上的位置有关。如果坡体物质的抗剪强度降低很小，其滑动速度极为缓慢，每日约数毫米。相反，如果坡体物质的抗剪强度降低的绝对值很大，那么滑坡就会以每秒几米甚至几十米的高速度下滑，由于速度快，来势猛，滑动时伴有巨响，并产生很大的气浪，因而往往造成巨大灾害。这种滑坡叫做崩塌性滑坡。例如，四川雅砻江某地滑坡，只在几分钟的时间内，$6.800\times10^4\ m^3$ 的坡体全部滑下。

比较大型和复杂的滑坡的滑动常有一定的先后顺序。有的滑坡下部先行滑动，然后牵引上部下滑，这样的滑坡叫做牵引式滑坡；有的滑坡是上部先变形滑动，尔后像推土机一样，推动下部一起滑动，这样的滑动叫做推移式滑坡。区分和研究这些过程，有助于正确确定防止滑动的措施。

（3）渐趋稳定阶段：滑坡在滑动过程中，一旦抗滑力超过滑动力时，滑坡就会停止滑动，这时称为渐趋稳定阶段。这一阶段中，滑坡体内部的松散物质在自重作用下逐渐压紧，地面的各种裂缝逐渐被填充，这样提高了滑坡物质的抗剪强度，滑坡的稳定性日益增加。经过一段时间以后，滑坡体上的“醉汉林”又复垂直向上增长，但其下部已不能伸直，因而树干呈弯曲状，变成“马刀树”。滑坡台地已变平缓，其后壁坡度变换并生长草木，不再发生崩塌。坡体物质变得很紧实，地表无明显裂缝。滑坡前缘已无水渗出，或流出清澈的泉水。这些现象表明滑坡已基本趋于稳定。这段时间可能要经过3～5年，甚至更久。

滑坡稳定以后，如果诱发滑坡的主要因素已经消除，那么滑坡将转入长期稳定。如果各种诱发因素尝未完全消除，且又不断积累，那么当积累到一定的时候，稳定的滑坡又重新活动，即滑坡复活。

由滑坡作用所形成的堆积物称为滑坡堆积物。在基岩山坡上产生的滑坡堆积物，往往还会保持着岩层或岩体的构造，因而容易被误认为是基岩露头。若滑坡发生在第四纪松散沉积物内，则其堆积物里有时还会含有条痕砾石，这时必须注意把它与冰碛物区分开。

规模特别巨大的滑坡很容易被误认为是晚近期的断层。但只要仔细观察，注意用滑坡作用形成的一系列独特的地质、地貌现象，二者是不难区分的。滑坡滑动面虽然也有擦痕和角砾岩，但它只能朝坡外倾斜，可是断层面就不一定这样。同时，滑坡面只限于地表附

近，而断层面却向深部延伸。滑坡在地貌上形成一系列特殊形态，如滑坡围谷、滑坡台地、滑坡凹地、滑坡堤、滑坡舌等，而断层就不具备这些地貌特征。

4.6.4 泥流堆积及其地形

分布在山坡部分的松散堆积物，被水浸湿特别是饱和后，在本身的重力作用下，便会缓慢地顺坡往下移动，这种作用叫做泥流作用（solifluction）。

泥流作用一般发生在粘土或亚粘土含量较高的松散堆积物内，因为它们的持水性较好。然而，要使斜坡堆积物里保持大量的粘土或亚粘土，斜坡就必须特别平缓，这样才不至于使粘土和亚粘土被水流冲走。因此，泥流作用一般都发生在坡角为10°～20°的缓坡上，坡角最大者不超过30°。

泥流作用主要发生在冰缘区或多暴雨的热带地区。

由泥流作用形成的堆积物，称为泥流堆积物（solifluction deposit）。它虽然也具有分选性差、磨圆度低、无层理构造等特点，与冰碛物有相似之处，但泥流堆积物的砾石成分不如冰碛复杂，与坡上基岩完全一致，碎屑棱角尖锐，剖面内无任何流水冲刷的痕迹，这些特点是它与冰碛物的主要区别。

由泥流作用形成的台阶状地形，叫做泥流阶地（solifluction terrace，图4－15）。泥流阶地由若干高度很低的台阶组成，每个台阶呈舌状，舌尖朝坡外。

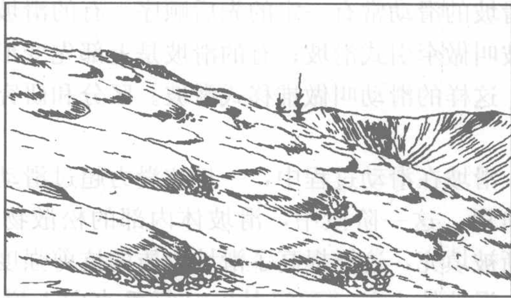


图4－15　泥流阶地

5　河流地貌及其相关堆积

5.1　基本概念

河流的水流在流动过程中，侵蚀地表，形成各种侵蚀地貌，被侵蚀的物质沿沟谷向下游搬运并堆积，形成各种堆积地貌。凡由河流作用形成的地貌，称为河流地貌。

河流水流来自大气降水。雨水降落到地表之后，一部分蒸发返回大气层，一部分被植被吸收，一部分渗透到土壤孔隙中成为地下水，剩下的沿地表流动，通过河流，最后汇入海洋。有时，河流切穿潜水面，地下水流出地表，又补给河流。在高山高纬度地区，融雪水也补给河流。河流中的水流是地表水流的最主要形式。简言之，河流是一种有固定沟槽的常年地表流水。

各种不同的河流其水流受气候控制。湿润气候区，河流终年保持一定流量，称为经常性流水的河流；干旱区或半干旱区，年降雨量小，蒸发量大，沟谷中大部分时间无水，只在雨季时才有水流，称为暂时性流水的河流。后者在我国西北地区常见。不论是经常性水流的河流，或是暂时性水流的河流，都能进行侵蚀、搬运和堆积作用，只是它们的作用方式和强度不同而已。河流作用是塑造地貌最普遍、最活跃的外营力之一。河流作用塑造的地貌千姿百态。从河谷横剖面来看（图 5－1），可分谷底和谷坡两部分。谷底包括河床和河漫滩。谷坡是河谷两侧的岸坡，常有阶地发育。谷坡与谷底的交界处，称为谷坡麓；谷坡与原始山坡或地面的交界处称为谷肩，也称为谷缘。从河流剖面看，上游河谷狭窄，多瀑布，中游河谷展宽，发育河漫滩和阶地，下游河床坡度较小，多形成曲流和汊河，河口段形成三角洲和三角湾（图 5－2）。

在中国西部高山峡谷区，河谷形态在横剖面可以区分出中上部宽谷形态（坡度一般小于 40°），下部峡谷形态（坡度大于 40°）。

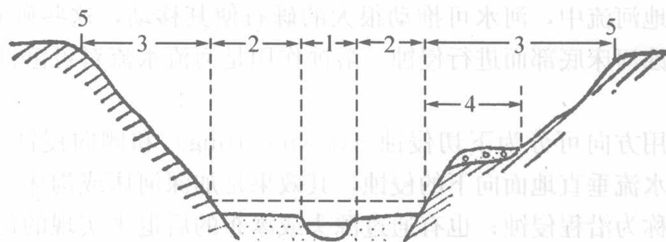


图 5－1　河谷横剖面形态

1. 河床；2. 河漫滩；3. 谷坡；4. 阶地；5. 坡缘

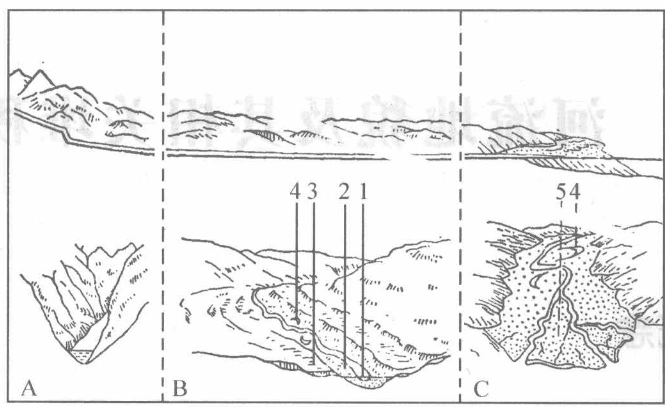


图 5－2 河谷形态特征

A. 上游段；B. 中游段；C. 下游段

1. 河床；2. 河漫滩；3. 阶地；4. 牛轭湖；5. 三角洲

5.2 河流的侵蚀和搬运作用

河流流水在重力作用下，沿沟谷向下流动。水流动能的大小与水量和流速的平方呈正比。水量增加和流速加大，流水侵蚀能力加强，并将侵蚀的物质搬运走；反之，流水作用能力减弱，便发生堆积。流水作用总是以侵蚀、搬运和堆积三种方式进行的，并形成相应的河流地貌。

5.2.1 河流的侵蚀作用

河水有破坏地表并掀起地表物质的作用。水流破坏地表有三种方式，即侵蚀作用（erosion）、磨蚀作用（abration）和溶蚀作用（solusion）。

当水流流过泥沙表面时，其上部流速快，压力小，通过泥沙下部的水流，受到较大阻力，流速小，压力大，因而泥沙颗粒上下产生压力差，使泥沙颗粒获得了上升力。另外，水流对泥沙还有迎面压力。如果迎面压力和上升力共同对泥沙作用超过了泥沙的束缚力（重力和粘着力），就会使泥沙脱离地面，形成侵蚀。

在坡度大的山地河流中，河水可推动很大的砾石使其移动，这些砾石在移动过程中，还能互相撞击或磨蚀河床底部而进行侵蚀。溶蚀作用是河流水流对可溶性岩石进行溶解所产生的一种现象。

河流侵蚀按作用方向可分为下切侵蚀（down-cutting）和侧向侵蚀（lateral erosion）两种。下切侵蚀是水流垂直地面向下的侵蚀，其效果是加深河床或沟床。下切侵蚀可以沿较长的河段进行，称为沿程侵蚀；也有通过源头或瀑布的后退来实现的侵蚀，称为向源侵蚀（溯源侵蚀，retrogressive erosion）。侧向侵蚀又称为旁蚀，这种侵蚀的结果可使河岸后退，沟谷加宽，河流由平面形态向曲流演变。

5.2.2 河流的搬运作用

河流水流在流动过程中携带大量泥沙和推动河底砾石移动的作用，叫做河流的搬运作用。河流搬运作用的方式有如下三种：

（1）推移（traction）。水流使泥沙或砾石沿底面滚动或滑动，主要是泥沙或砾石受水流的迎面压力作用所致。在水底移动物质的重量与它的启动水流速度的六次方呈正比（$M=cV^6$），所以山区河流在山洪暴发时可以推动巨大的石块向下移动。

（2）跃移（saltation）。河床底部泥沙呈跳跃式向前运动。流水中的砂粒上下部产生压力差，上升力相对增加，泥沙颗粒跃移，被水流挟带。泥沙颗粒离开床底后，颗粒上下部的水流流速相等，压力差消失，泥沙颗粒又沉降到床底。如此反复进行，泥沙则呈跃移式前进。有时，砂粒以较快的速度下落，对河床面泥沙产生冲击作用，砂粒会微微反跳起来再随水流一起向前搬运。

（3）悬移（suspension transportion）。较细小物质在流水中呈悬浮状态搬运。悬浮的泥沙受三种力的作用：一是纵向水流的作用使泥沙前进；二是向上水流作用使泥沙上升；三是泥沙受本身自重力影响而下沉。当河流中泥沙上升流速大于颗粒的沉速时，泥沙被带到距床底一定高度位置而转入悬浮状态，并由水流挟带向下游搬运。

5.3 河流的堆积作用

流水挟带的泥沙，由于条件改变（坡度减小、流速变慢、水量减少和泥沙增多等）可引起搬运能力减弱而发生堆积。由流水堆积作用在沟谷中留下的沉积物称为冲积物（alluvium）。

河流的侵蚀、搬运和堆积三种作用是经常变化与更变的。对一条河流来说，在正常情况下，上游多以侵蚀作用为主，下游以堆积作用为主。如果海平面下降，下游地段亦可转化为以侵蚀作用为主。如果河流水量减小，泥沙增多，在河流上游段也可能出现以堆积作用为主。另外，在同一条河段，侵蚀、搬运和堆积是同时进行的，只有作用强度和方式的差异，弯曲河段的凹岸侵蚀，同时在凸岸堆积就是这种反映。

5.4 河流地貌

5.4.1 河谷的组成

河流所经过的线状凹地称为河谷（river valley），河谷通常可以划分成以下几个部分：

（1）河床（valley flat）：平水期河水所占据的谷底，称为河床（或河槽）。

（2）河漫滩（stream bed）：洪水期才能淹没的浅滩。其中，一般洪水均能淹没者称为低河漫滩，较大洪水才能淹没者称为高河漫滩。

（3）谷坡（valley wall）：河谷两侧的岸坡。

（4）沙洲（towhead）：由松散沉积构成，常年露于河水面之上的河心洲岛。

（5）阶地（terrace）：沿河流两侧分布的由河流地质作用形成的平台。

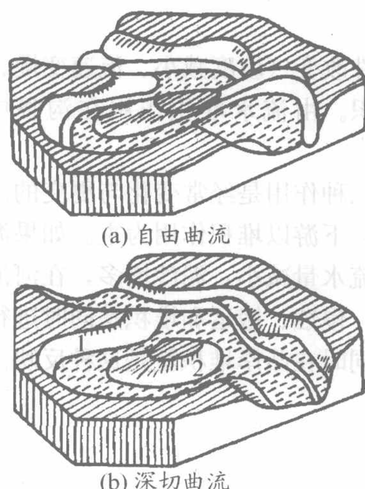
5.4.2 山地河流的河谷形态

宽谷和峡谷：在岩性比较坚硬（如花岗岩）或河流流向与地层走向近乎于垂直（如峨眉一线天）或新构造运动上升强烈的地段（如虎跳峡），往往形成峡谷。峡谷段河谷紧束，边坡陡峭，谷内的河漫滩和阶地堆积不发育。岩性比较松软的河段往往发育较宽阔的宽谷，有河漫滩和阶地分布，如峨眉的黄湾段。

5.4.3 河床平面形态

河床的平面形态有平直的、弯曲的和分汊的。弯曲的河流称为曲流（meander），分汊的河床称为汊河。

（1）曲流。曲流一般是在河流所在河段断块相对稳定时期以侧蚀为主形成的，其他因素的作用也可以形成环流。曲流形成后，不断地侧蚀，同时还不断地向下游迁移，在其迂回范围内，形成曲流带。河流弯曲越来越大时，形成狭窄的曲流颈（meander neck，图5—3）。洪水期时，曲流颈可能被冲开，河道裁弯取直。裁弯取直后，被废弃的弯曲河道便形成牛轭湖（ox-bow lake），而被废弃的弯曲河道所环绕的孤立小山，就称为离堆山（cut-off spur）。拉萨著名的布达拉宫就是建在拉萨河因曲流所形成的离堆山上。



(a) 自由曲流

(b) 深切曲流

图5—3　深切曲流及离堆山形成示意图

1. 高位废弃曲流；2. 离堆山

（2）辫流。在河口三角洲地区或冲积平原地区河流的河床常分成许多汊流，这些汊流宽窄大致相对，形似发辫，故称为辫流（braided drainage）。根据成因，辫流又可以分成多种类型（图5—4）。

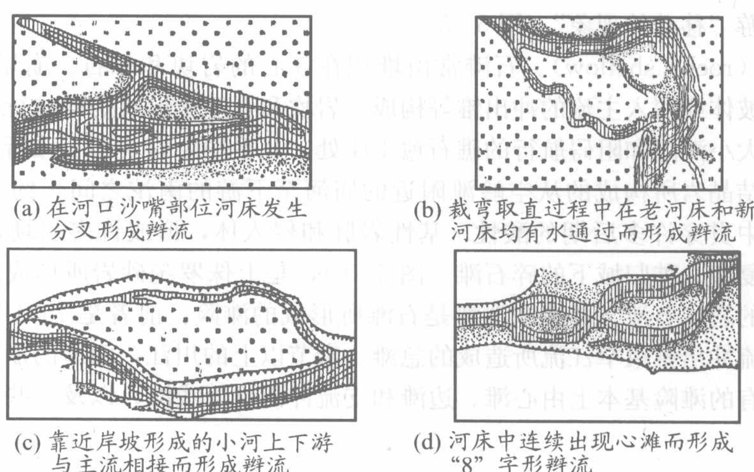


图 5−4 辫流的形态

5.5 山区河流地貌及冲积物

在山地和丘陵地区，由于复杂的地质构造和坚硬岩层的影响，河床演变不再单纯由水流和泥沙因素所控制。复杂的河谷地形使水内环流不断受到破坏和干扰，增加了紊流和涡流的作用。甚至在一些情况下，环流几乎完全解体，成为一种沿河床而迅速变化的极端复杂的紊流与涡流体系，除了在某些较宽阔的山间河谷平原或山间盆地平原外，河流不能像平原地区那样，可以在松散的冲积层内任意发展，河谷的形态主要由地质因素所决定，干流的走向基本上受构造线控制。例如，顺安宁河断裂发育的安宁河河谷就严格受断裂控制。

5.5.1 河谷的形态特征

山间河流的河床地形的最大特征是不平整性，在这里，除了水力学成因的深槽和浅滩外，还到处分布着岩坎、石滩、壶穴和沱。

(1) 岩坎（threshold）。岩坎由基岩构成，往往出现在山嘴或坚硬岩石深入江心、断层等构造出露的河段。岩坎有朝向下游的，也有朝向上游的。朝向下游的岩坎，如果高度大于水层的深度，就会产生瀑布。在不整合构造中，由性质均一、产状水平的上层，切入岩性复杂、倾斜或直立的下伏岩层时，常会出现较多的岩坎和瀑布。由于向源侵蚀的发展，岩坎和瀑布总是向上游后退。但在有些情况下，如果后退超出了硬岩分布范围，岩坎就会完全消失。

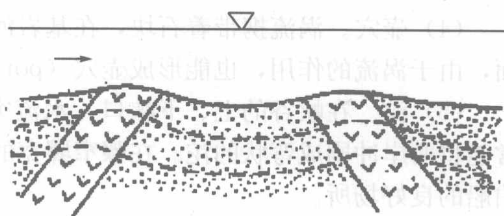


图 5−5 河流在下切过程中，岩坎向上、下游的移动

水下岩坎的岩层倾向如果与水流方向相反，在下切作用的逐渐发展过程中，岩坎也可

以表现出向上游“移动的现象”（图 5－5）。

（2）石滩（rocky shallow）。石滩常由堆积在江心的岩块和砾石、崩塌落下的石块、坠入水中的滑坡体或深入主流的冲出锥等构成。岩坎和石滩常形成妨碍航行的滩险，如长江三峡内共有大小滩险和阻碍航行的礁石愈 104 处，几乎均由岩坎和石滩所构成，其中由坚硬的寒武系结晶岩所构成的从空岭滩附近的庙河至下游的南沱之间长约 31 km 的河段内，结晶杂岩中贯穿许多后期的酸性－基性岩脉和侵入体，形成许多岩埂，江心礁石密布，航道极为复杂。秭归城下的碎石滩（图 5－6），是上侏罗统砂岩所形成的成列过江石梁，也是典型的岩坎石滩。青滩和泄滩是石滩所形成的滩险，前者是 1534 年山崩所形成的，后者是支流冲出锥束窄江流所造成的急滩。奉节以上的川江，两岸的崩坍、滑坡等作用不明显，所有的滩险基本上由心滩、边滩和支流冲出锥等浅滩，以及一些深入江心的石梁所构成。



图 5－6　湖北秭归碎石滩（由上侏罗统遂宁组砂岩构成）

三峡水库蓄水后，上述险滩影响航运已成为历史。这是人类通过工程手段改造不利地质环境的一个正面实例。

（3）深槽。由于水力学的原因，山间河流除在弯曲段形成深槽外，还由于构造因素的复杂，在河床中的断裂破碎带、裂隙密集带、软弱岩层或囊状风化带等抗冲刷能力较弱的部位，因冲刷的不均一性而形成深槽（pool），或当岩埂被切穿后，在其缺口的下方冲刷形成深槽。过去一般认为，长江三峡的一些低于海平面的深槽是构造因素加上水流的强烈冲刷作用形成的，但近年来的研究揭示这种深槽的成因很可能是末次冰期海平面下降时（低于现在海平面 150 m）河流侵蚀形成的。

（4）壶穴。涡流携带着石块，在基岩河床上飞快旋转，钻蚀而成，在岩坎和瀑布的下面，由于涡流的作用，也能形成壶穴（pot-hole）。

（5）沱。在峡谷的上、下峡口，水流突然束窄和放宽，都能在两侧产生水平的涡流，常能将两岸冲刷成弯状的沱。在骤窄骤宽的峡口地段，还很容易沉积形成水下浅滩。沱是泊船的良好场所。

5.5.2　山间河流的冲积物

在一些水流较缓的宽谷段，水内循环得以正常发展，冲积物也具有二元结构。其上部的河漫滩覆盖层常是砂土，具水平层理和斜层理，下部的河床相常是卵砾石层，砾石的迭瓦状排列和水平排列都很明显，砾石层中往往含有砂土的夹层或透镜体。在一些流速和流速变率都很大、河床地形又很复杂的河段，涡流和紊流作用加强，正常的水内循环被干

扰，甚至被破坏，其沉积物的分选性便较差，层理不稳定，常含有不规则的透镜体或囊状构造，以及不规则的相变。

有时，在流速特大的情况下，甚至缺乏河漫滩相的冲积物，或者细小的淤泥质只能在砾石层中渗流时，停积在巨大的砾石或岩块之间的缝隙中，分选性很差。但也有人认为，山间河流冲积物确实分选很差，但并不可能出现泥与砾混杂堆积的情况。值得注意的是，在峡谷地段靠近左右岸的冲积物中经常混杂有崩积、坡积和洪积，要具体结合地貌、成分及结构综合分析。

山地河流冲积物的厚度一般较平原河流小，但是一些相对沉降或其他有利于大量沉积的地段也能形成较大的厚度，如大渡河大多数河段覆盖层厚度在 40 m～80 m 之间，一些地段可达 100 余米。

5.6 河流阶地

5.6.1 河流阶地的组成

一般位于洪水位以上，由河流地质作用形成的沿河平台，称为阶地。其他成因的堆积物，包括冰川、冰水河湖相堆积物等，也能组成阶地，但是以冲积阶地（alluvial terrace）最为常见。

由于过去的河流在某些河段的沉积少，甚至缺失，加上后期的侵蚀破坏，所以阶地并不总是沿河连续分布。实际工作中，可以根据断续相连的同期阶地进行对比，阶地一般多保存在河流的凸岸。

阶地高于河床和河漫滩之上，一般的常年性洪水不能淹没，但是几十年或百年一遇的特大洪水仍能暂时淹漫最低级阶地。例如，1870 年的特大洪水，发源于嘉陵江流域，漫没了四川和湖北西部沿江的一级阶地。

必须区别阶地和水平岩层所形成的构造平台以及滑坡体、倒石锥等边坡堆积地貌。构造平台的表面没有阶地堆积物，边坡堆积地貌仅局限分布在个别地段，其特殊的形态和堆积物结构与阶地不同。阶地包括下列组成部分：阶面、阶坡、阶地后缘、阶地坡脚，有时阶地还有基座。基座一般由坚硬的基岩组成，也可能是较老的松散沉积层（图 5—7）。

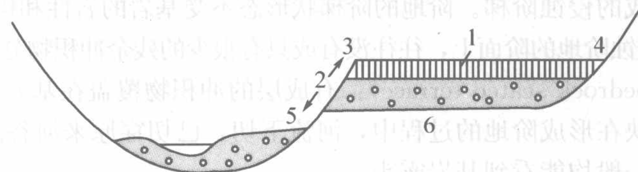


图 5—7 阶地的形成

1. 阶面；2. 阶坡；3. 阶地前缘；4. 阶地后缘；5. 阶地坡脚；6. 基座；7. 河漫滩相；8 河床相

阶地的高度通常是指阶地前沿与平水期河水面之间的垂直高差，大致可以表示地壳上升或河流下切的数值。在理想的情况下，阶面应是水平的，但是由于前沿常受到剥蚀而降

低，后缘需仔细分析，用原始阶面或蚀余阶面的最高点作为上限，以平水期河水面为下限进行计算。同一级阶地的高度可因后期新构造运动和切割的影响而有所不同，阶面也有从上游向下游的原始倾斜，所以不能简单地使用高度这一单一的指标作为划分阶地时代的标准，高度资料只有结合其他指标进行综合分析对比，才能作为时代划分的依据。

阶地的宽度指前沿至后缘的水平距离。

阶地除了有次生的朝向河谷的横向倾斜外，还有沿河的纵向倾斜，决定于当时河床的纵比降。但是，一般来说，这在短距离内往往是难以观察出来的。

阶地的级数由下向上依次计算，一级阶地由于时代最新，保存最好；愈老的阶地愈不完整，往往被分割为丘陵状，甚至被强烈破坏，仅在沿河的少数地点有残留。

因为阶地本来就是原来的河谷底部，所以阶地的组成物质一般均具有明显的二元结构。

大面积分布的河床相砾石层是良好的地下水含水层，储量丰富，水质优良，是山区农灌和民用供水的主要来源。其中，尤以生成最新、地形最完整、砂砾石层最疏松、易于渗透、与河水有直接补给关系的一级阶地为最佳。

一方面，由于地形平整和引用河水、地下水的方便，山区的城镇、工厂和交通线一般都建造在阶地上，特别是一级阶地之上；另一方面，阶地卵砾石层承载力高，是理想的持力层。

5.6.2 阶地的成因类型分类

（1）阶地的成因。阶地是河流在谷底范围内间歇性下切的产物，引起间歇性下切的因素很多，新构造运动是最常见的原因。地壳上升使河流下切，把原有的谷底抬升到一般洪水位之上而形成阶地。

长期的气候变化也能沿河形成普遍分布的阶地。一般来说，如果气候长期干旱，河水水量很少，主要以堆积为主；气候转为湿润时河水增多，侵蚀加强，形成阶地；在干冷的冰期，海面下降，河流下游的侵蚀也能形成阶地。这种由于气候条件长期变化所形成的阶地，称为气候阶地。

此外，某河段的坚硬岩层被切穿、河流被袭夺或决口改道、深切曲流的摆动等，也能形成局部的阶地。

（2）阶地的分类。根据阶地的构造和形态特征，阶地可以划分成以下几种类型：

①侵蚀阶地（erosional terrace）：全部由基岩组成，阶地表面就是当初河谷的侵蚀面，阶坡是河流下切造成的侵蚀阶梯。阶地的阶梯状形态不受基岩的岩性和构造运动的控制，可切过各种岩层，在侵蚀阶地的阶面上，往往没有或只有很少的残余冲积物分布（图 5-8）。

②基座阶地（bedrock seated terrace）：有成层的冲积物覆盖在基岩基座上，阶地斜坡仍为基岩组成，反映在形成阶地的过程中，河流下切，已切穿原来河谷的谷底（图 5-9）。基座阶地在阶坎上一般均能看到基岩露头。



图 5-8 侵蚀阶地

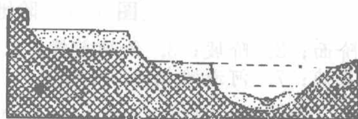


图 5-9 基座阶地

③堆积阶地（constractional terrace）：完全由河流冲积物所组成的阶地。西部许多干流的二级和一级阶地均为堆积阶地。

根据下切的深度不同，堆积阶地可分为下列两类（图 5-10）：

内叠阶地（inlaid terrace）：各组阶地都分布在基岩组成的同一底床上，年青的阶地背叠于较老的阶地上。其特点是：下切深度较大，与前期相同，都是一直切到基岩面上为止，新老阶地从内到外逐次套生。

上叠阶地（superimposed）：除最老的阶地外，其他各组阶地的底部都为冲积物，年青的阶地分别一个个套叠于较老的阶地内。其特点是：每次下切的深度和河床侧移的范围都比前期小，新、老阶地从上到下逐次套生。

④埋藏阶地（buried terrace）：堆积阶地的一种特殊类型。原有的阶地由于各种原因而被各种新的沉积物所掩盖，在地形上不再有阶梯状的形态的阶地，称为埋藏阶地。埋藏阶地的结构可分为两种：一种是早期地壳振荡式上升，形成多级阶地，以后地壳下降，把早期形成的阶地全部掩埋；另一种是地壳一直下降，新的冲积层堆积在老的平原地面上，不同时期的沉积逐次叠加。埋藏阶地主要发生在新构造运动下沉地区，如川西平原、江汉平原均有埋藏阶地分布。在山区，由于山崩、巨大滑坡、泥石流、冰川、风、堰塞湖和熔岩流等的作用，也可形成局部性的埋藏阶地。

埋藏阶地必须通过钻孔和物探方法才能划分出不同时期的沉积物，由于不同时期的沉积物的含水性能和工程地质性能都各不相同，在水文地质和工程地质工作中必须慎重研究，不能从上到下都作为一个统一层位来处理（图 5-11）。

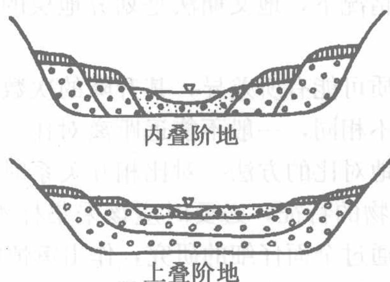


图 5-10　内叠、上叠阶地

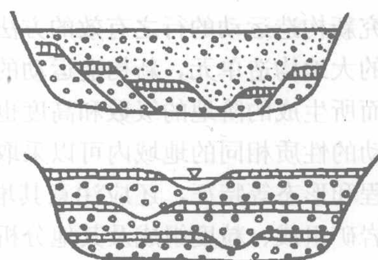


图 5-11　埋藏阶地

阶地的形成是内力作用与河流作用的结合，基本上必须具备以下两个阶段：

①在一个相当稳定的大地构造环境下，河流以侧蚀和堆积为主，造成宽阔的河漫滩。

②地壳上升，老河漫滩被抬高，而在其内侧重新开辟河道，被抬高的老河漫滩变为阶地。

然而，必须把这种成因的阶地与分布在各坡上的假阶地区别开来。假阶地又称为剥蚀阶地或构造阶地，它是由于流经地区的地质构造生成的。在流经地区由近水平软硬相间岩石构成时，因差异风化等，造成阶坡（沿河平台）。构造阶地的特点，除与岩石性质有关外，阶面常比较广阔平坦，倾斜方向决定于岩层产状，同时阶坡近于直立，阶面上不残留冲积物。此种阶地常见于水平岩层发育的平原地带。

上述阶地的成因可以用振荡性地壳运动来解释：当地壳上升幅度和速度大，而稳定时间较短（反映堆积物薄），形成侵蚀阶地；当后一轮迴中地壳上升幅度（反映割切深度）

超过前一轮迴中的宁静时期（反映为堆积厚度），则河流淘切了全部淤积物而深及基岩，形成基座阶地；当后一轮迴中的上升割切和前一轮迴中的下降（或宁静）堆积几乎均衡的情况下，河流只切过原来谷底的淤积物未深切基岩，形成内叠阶地；当后一轮迴中上升幅度小于前一轮迴中的堆积层厚度，形成上叠阶地。假如后一轮迴中侵蚀作用非常微弱，主要是下降堆积则形成所谓的埋藏阶地，我国华北平原多有此类阶地。

5.6.3　阶地在新构造运动中的研究意义

阶地的成因主要和新构造运动有关。由于新构造运动性质不同，阶地的形态表现也有差异，大面积上升的地区，河流普遍下切，沿河都可形成阶地。如果不同地段的上升幅度不等，则同时形成的阶地将有不同的高度，上升幅度较大的地区，阶地的高度也较大；如果同一时期内，不同地段的新构造运动的方式不同，则上升地区形成正常级序的阶地，下降地区形成埋藏阶地。

同一时期在不同的地质构造单元上，新构造运动振荡上升的次数可以不同，所形成的阶地级数也不相同。因此，不能简单地使用阶地的级序来做远距离的对比。

山口和山前地带往往是两个地质构造单元的交接地带，反映新构造运动最敏锐，在这里分布的阶地一般最齐全。有时山口地区可以记录出在别的河段都不能清楚反映的极微弱的、极短暂的上升，所以阶地的级数可以较上、下游多，在对比阶地时应给予重视。

根据河流阶地可以将河流地貌的发育分为若干个阶段。对地貌演化历史进行的分期称为地文期法。例如，川中地区就可以使用阶地对比，或划分为雅安期、广汉期和资阳期等几个地文期。在缺乏同位素年龄和生物资料的情况下，地文期法是划分地层的相对先后关系的以及研究新构造运动的行之有效的方法。

在不同的大地构造单元，新构造运动的性质可能有所差异，其升降的次数和幅度都可以不同，因而所生成的阶地的级数和高度也各不相同，一般不能远距离对比。因此，只有在新构造运动的性质相同的地域内可以采取阶地对比的方法。对比相互关系时，不仅要注意级序、高程和形态等特征，还应注意其堆积物的特征，必要时应该采集标本，作孢粉、化学组成、岩矿组成、粒度组成及其他分析，通过全面仔细的研究，作出审慎的结论。

在一定的条件下，根据阶地的类别，可以了解新构造运动升降的性质；根据阶地的级数，可以了解新构造运动间歇上升的次数；根据各级阶地之间的高差，可以粗略地测出不同时期的新构造运动上升幅度；根据各级阶地之间的高差的沿河变化，可以了解不同时期的新构造运动的性质和强度在不同河段的演变。

为此，必须详细观察和对比，并精确测量不同河段的阶地级数、类型和高差的变化，编制阶地剖面图和沿河各阶地的位相图进行研究。

编制阶地位相图，首先在沿河选择若干个阶地发育、级数齐全的并在相当长的河段内具有代表性意义的观察点，实测各个观察点的阶地级数和阶面高程，观察其形态与沉积特征，确定其时代和成因，作为制图的依据。因为新构造运动的上升或下降须在较大范围内才有所反映，所以各观察点之间距离一般为几十千米，不必布置过密。

作图时，先将各个观察点的位置投影在横坐标上，坐标的单位为千米。然后将各点的实测各阶地和平水期河面高程，投影在纵坐标上，纵坐标的单位为米。为了能够清楚表

示，纵坐标较横坐标的比例尺为大。最后通过详细对比分析，连接各个观察点的相同时期的阶地和河床水面，绘出阶地和平水期河床水面起伏位相图（图 5-12）。从阶地位相图，可以分析同一时期在不同地段的新构造运动的变化，也可以分析同一地点不同时期的新构造运动的演变。由图 5-12 可知，长江三峡地区，奉节—巫山段是新构造运动上升的中心，其中尤以最初和最近阶段上升最为强烈。

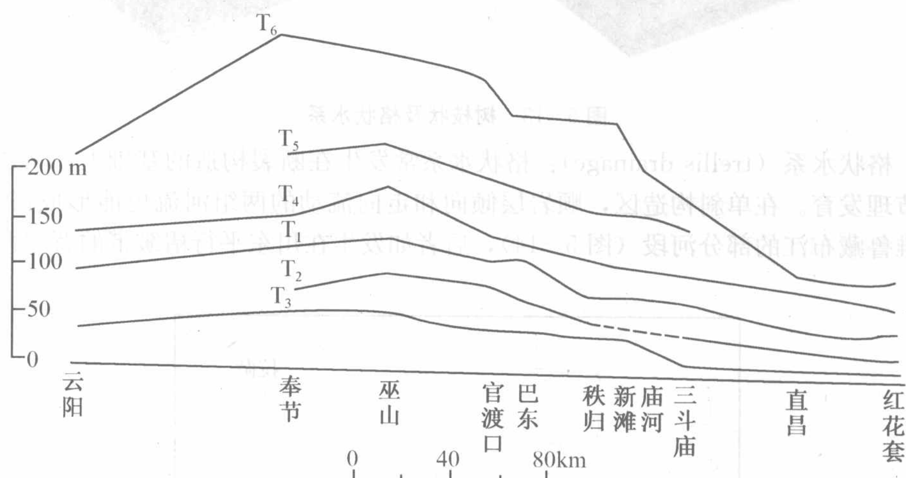


图 5-12　长江三峡阶地位相图

5.7　水系与河流的类型

5.7.1　水系的类型

由于河流的走向常受构造线制约，在不同的地质构造基础上，河流排列的形式不同，所以可把根据水系形状的特点的分析作为研究新断裂网络的一种分析手段。在一般情况下，使用地形图和航空照片对水系进行分析，可以取得一定程度的效果。但是，也应该认识到，地表地形也能决定河流的排列方式，在某些情况下地质构造可能有所差异，所以必须对其慎重研究分析。

水系类型主要有以下几种：

(1) 树枝状水系（dendritic drainage）：树枝状水系常发生在岩石性质均一、产状水平的地区，如川中的中、上侏罗纪和白垩纪红色岩层所构成的水平岩层区。它是一种特殊的羽毛状水系，反映河流两侧的地面坡度比较陡峭（图 5-13）。

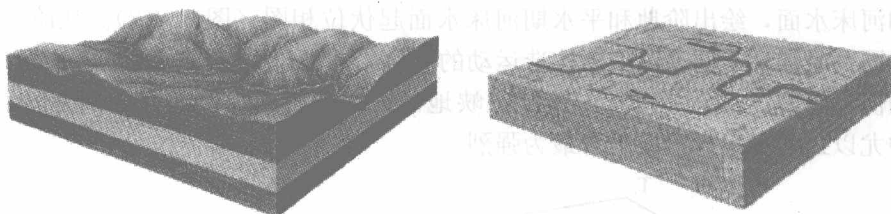


图 5－13　树枝状及格状水系

(2) 格状水系 (trellis drainage)：格状水系常发生在断裂构造的基础上，河流沿两组断层或节理发育。在单斜构造区，顺岩层倾向和走向流动的两组河流也能形成格状水系，前者如雅鲁藏布江的部分河段 (图 5－14)，后者如发生在川东平行褶皱带的背斜两翼上的河流。

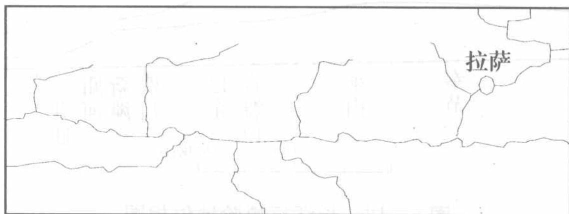


图 5－14　格状水系

(3) 平行状水系 (parallel drainage)：平行状水系反映在互相平行的构造走向或倾斜单一的地面，如滇西横断山脉的河流 (图 5－15)。

(4) 放射状水系 (radial drainage)：放射状水系常发生在火山和穹隆构造区，如四川威远穹隆构造区即是在一高山的四周，有时也能形成放射状水系 (图 5－16)。

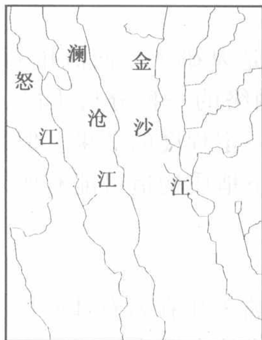


图 5－15　平行状水系



图 5－16　放射状水系

(5) 扇状水系 (fanned drainage)：冲积扇、洪积扇或河口三角洲上，河流从山口或河口三角洲顶点向外散开，形成扇状水系 (图 5－17)。与此相反，水流向一点集中，则为收敛状水系，后者可能反映新构造运动下沉，也可能是平原向山地或丘陵过渡。川西平原是复合冲积扇平原，由多个扇状水系组成，其尾闾进入丘陵地区又表现为收敛水系。



图 5-17 扇状水系

（6）不对称水系（asymmetric drainage）：干流两侧的支流发育不均等，常反映不等量的新构造运动，如四川盆地内的长江及其两侧支流所组成的水系，北岸的支流较长、较发育，反映北侧上升的强度大于南侧（图 5-18）。

（7）弧状水系（arc drainage）：反映弧状中心点地区的上升，或河流绕行在穹隆构造的边沿，如三峡东段黄陵背斜南沿的长江（图 5-19）。



图 5-18 不对称水系

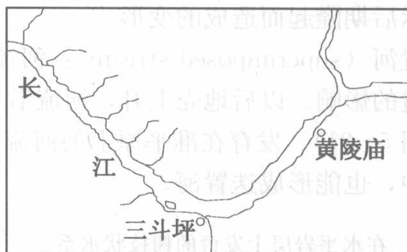


图 5-19 弧状水系

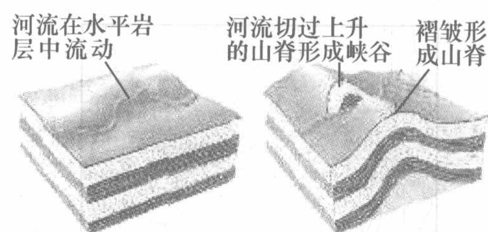
5.7.2 河流的地质构造分类

（1）顺向河（consequent stream）：沿原始地面或原始构造面发育的河流。

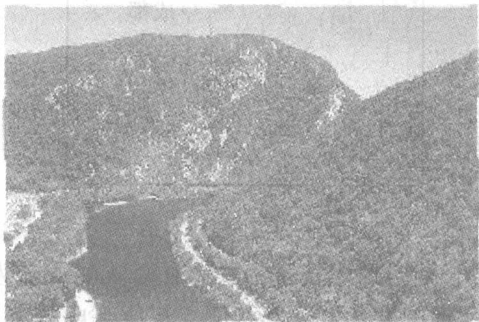
（2）走向河（strike stream）：沿岩层走向发育的河流，包括向斜河和背斜河等。

（3）逆向河（obsequent stream）：流向与岩层倾向相反的河流。这种河多发生在断崖坡上，流入后成河。

（4）先成河（antesequent stream）：河流形成后，在其流域范围内地壳局部上升，河流仍能保持原有流路，切穿上升部分新成的地质构造之中，称为先成河（图 5-20）。一般来说，如果地壳上升速度较快、幅度较大，原有的河流较小，则常不能切穿上升地段，只好改道，甚至反向流动。只有具有下蚀较强能力的大河，才能保持原有流路，切穿上升地段，成为先成河。



(a) 构造作用形成的先成河



(b) 美国先成河形成的特拉华（州）峡谷

图 5—20 **先成河**

先成河一般都具有深切峡谷。如果有阶地分布，则阶地的纵剖面常在地壳上升部分呈上凸形，显示后期隆起而造成的变形。

（5）迭置河（superimposed stream）：河流发育在古老地质构造的松散盖层上，流向不受下伏构造的影响。以后地壳上升，河流沿原有流路切穿上覆地层，再切入下伏的老地质构造中（图 5—21）。发育在准平原上的河流，如果地壳转为上升，河流沿原有流路切入老地质构造中，也能形成迭置河。

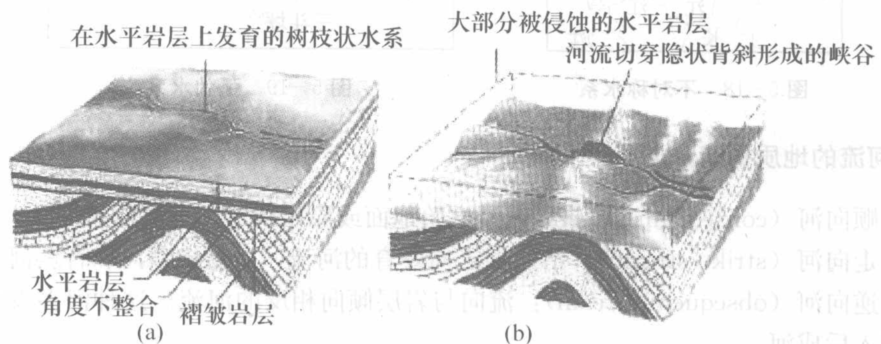


图 5—21 **迭置河**

所以先成河与迭置河的区别在于：先成河发育在构造之前，当构造隆起时，河流能保持原有流路，切入先形成的构造；迭置河发育在构造形成之后，仍能保持原有的流路。

6 喀斯特地貌

6.1 概论

喀斯特（Karst）国内又称为岩溶，是流水对可溶性岩石所进行的一种以化学溶蚀为主、机械剥蚀为辅的特殊地质作用而产生的各种地质现象的总称（图 6－1）。

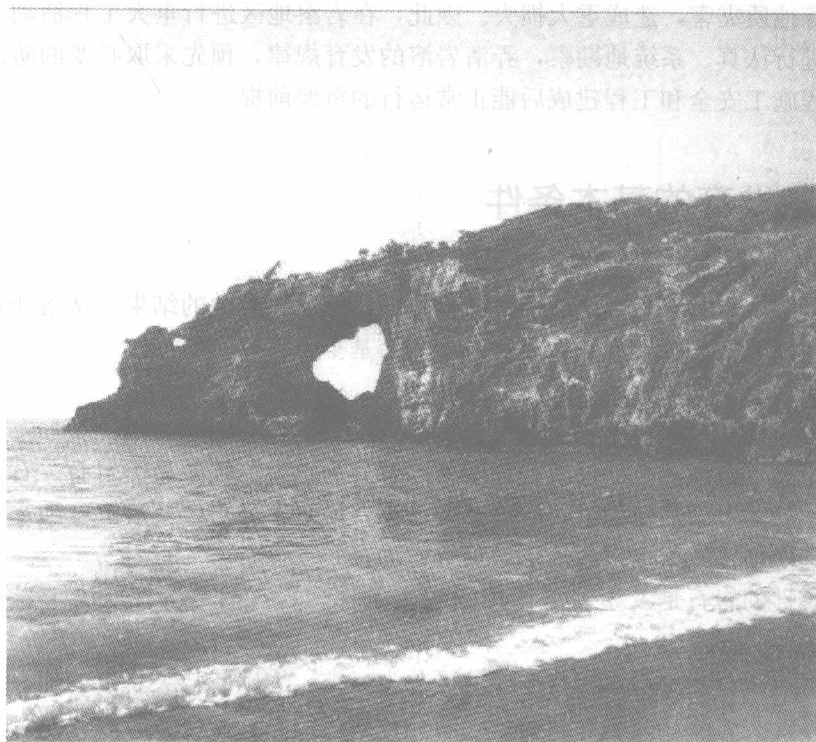


图 6－1 在低潮汐时沿着波多黎各(Puerto Rico)形成的海上拱形门或窗户(因波浪与石灰岩的溶解作用而形成)

喀斯特地形在世界及我国的分布均较广泛，随着人类生产实践活动范围不断扩大，遇到的喀斯特问题也愈来愈多。因此，在研究喀斯特时，不能只描述喀斯特的形状及其地理分布，而是应阐明喀斯特的成因和发育规律。

“喀斯特”一词来源于南斯拉夫巴尔干半岛的石灰岩高原，此种地形在我国发育很典型而且研究也很早。根据研究的结果认为，这种地表景观与特有的岩性、地下水活动以及

溶蚀、侵蚀等作用有关。因此，人们将地壳中及地面上由于岩石的化学溶解所引起的地质作用及这些地质作用所产生的地质现象称为“喀斯特”，在叙述这些形态时称为喀斯特地形，在阐述其成因时称为喀斯特作用。

风景秀丽的岩溶地貌在我国南方及北方都有分布，但由于南北方的气候条件、地质构造及新构造运动的性质均不相同，故有其不同的特点。

我国南方气候炎热多雨，地面及地下径流均甚丰富，质纯厚度大的石灰岩层在地表广泛分布，同时新构造运动以上升为主，所以无论地表或地下的喀斯特均很发育。我国北方则气候干燥少雨，寒武纪、奥陶纪的石灰岩质量不纯，地表分布也不甚广泛，同时新构造运动在大多数地区以下降为主，所以与南方比较起来，相差甚远。

我国的岩溶地貌尤以广西、贵州和云南等地分布最为普遍，整个西南的岩溶地区共达55万平方千米。在岩溶发育地区，可溶性岩石内往往隐藏着溶蚀空洞和孔隙，并常有暗河分布，当修建水库、道路（铁路、高速公路）和其他重大工程时，就有可能发生渗漏、塌陷或涌水等地质灾害，造成重大损失。因此，在岩溶地区进行重大工程活动，对工程区段岩溶特征进行认真、系统地勘察，弄清岩溶的发育规律，预先采取必要的防范措施，是保证重大工程施工安全和工程建成后能正常运行的重要前提。

6.2 岩溶发育的基本条件

岩溶是可溶性岩石（内因）通过水流（外因）的反复溶蚀的结果。从喀斯特的含义中可知，一个地区岩溶是否发育必须具备以下几个基本条件。

6.2.1 岩石的可溶性

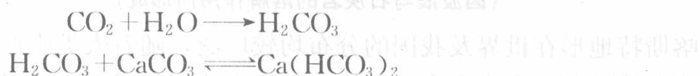
自然界中，可溶性岩石根据溶解程度不同可分为三类：碳酸盐类岩石、石膏及硬石膏和卤素岩石。其中以碳酸盐类岩石的溶解度最小，但由于分布广及溶解度随水中碳酸含量的增加而剧烈增加，故所形成的地形是最普遍的。

存在可溶性的岩石是发生岩溶作用的先决条件。岩石的可溶性取决于岩石的成分和结构。

（1）岩石的成分：可溶性岩石按成分可分为三类：①碳酸盐类岩石，如石灰岩、白云岩和泥灰岩等；②硫酸盐类岩石如石膏、硬石膏和芒硝等；③卤素岩类岩石，如岩盐和钾盐等。

分布最广的石灰岩在含有 CO_2 的水溶液中，将发生以下的溶蚀作用：

$$CO_2 + H_2O \longrightarrow H_2CO_3$$



$$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca(HCO_3)_2$$

水和 CO_2 作用生成碳酸，碳酸与石灰岩发生反应生成重碳酸钙，重碳酸钙常呈 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 离子形式溶解于水中而随水流失，其中也有一部分可以产生逆反应，重新沉淀形成碳酸钙。

（2）岩石的结构：可溶性岩石的晶粒愈小，相对溶解度就愈大；隐晶质和细晶质的岩

石溶解度较粗晶质高；不等粒结构比等粒结构的相对溶解度更大。这只是一般的规律，实际分析中要从多方面综合考虑。

6.2.2 岩石的透水性

岩石的透水性使水与可溶性岩石间有广泛接触的可能性，使岩溶不仅限于岩石表面，还能向深部发展。

岩石的透水性取决于岩石的裂隙发育和空隙度的高低，而且裂隙比空隙更为重要。因此，在裂隙密集带上（通常是断层带）岩溶异常发育。可溶性岩石的空隙度一般很小，但是在介壳灰岩、礁灰岩等岩石中空隙度高，此外在灰质白云岩和白云质灰岩中，往往有许多小孔洞，其空隙度也要高一些。

不过，值得一提的是，岩石的空隙度高不等于透水性就好，透水性实际上取决于岩石的有效空隙率，即那些相互连通的真正能透水的空隙占有率。

6.2.3 水的溶蚀能力

天然水对碳酸盐岩石的溶解力虽然不大，但随水中碳酸含量的增加而剧烈增加。碳酸的来源主要是空气中的CO_2，其次是地表的生物化学作用及矿泉水分解出的CO_2等。水流中的游离性CO_2，一部分组成碳酸，在与$CaCO_3$相互作用形成$Ca(HCO_3)_2$的过程中又重新分解为CO_2，实际上仅起到平衡作用；另一部分则可以溶蚀$CaCO_3$，在碳酸盐岩中形成空洞的称为侵蚀性CO_2。

水的溶蚀能力与侵蚀性CO_2的含量呈正比。CO_2含于空气之中，也生成于土壤上层强烈的生物化学作用。随着深度的增加，侵蚀性CO_2含量逐渐减少，地下水的溶蚀能力逐渐下降。

6.2.4 水的流动性

地下水的流动性取决于降水量、水位差和透水条件。降水量和地下暗河上下游的水位差越大，水流动就越快。地下水的流动形式有隙流、管流、脉流和网流。

6.2.5 地下水的垂直分带

在可溶性岩石的内部，岩溶发育不仅具有管道和周围岩体之间的不均匀性，还具有从地表向地下深部的垂直发育的不均匀性，表现为岩溶孔洞的发育程度、延伸方向和形态等都有显著的不同。

在厚层、缓倾斜的可溶性岩体内，存在着下述的地下水垂直分带现象。

（1）垂直循环带：垂直循环带又称充气带（aeration zone），位于潜水面之上，平时一般无水，只在降雨或融雪时，才从地表沿垂直裂隙和管道向下渗流（图 6−2）。水流在向下运动过程中，如遇局部的隔水层或水平通道，也能作水平运动，形成局部的上层滞水，有时可在谷坡上以悬挂泉的方式流出（图 6−3）。多数的地下水则一直下降到潜水面为止。

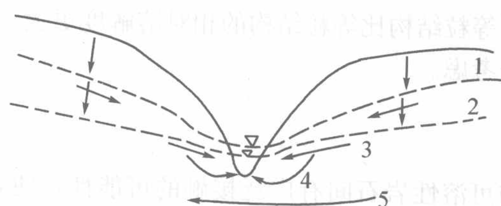


图 6-2 岩溶水的垂直分带

1. 季节循环带；2. 季节变化带；3. 水平循环带；4. 虹吸管式循环带；5. 深部循环带



图 6-3 上层滞水与悬挂泉（据北京大学）

垂直循环带的厚度取决于潜水面的位置，而后者又决定于当地的排水基面，即主要河流的河水面。地壳上升越强烈，河谷下切越深，垂直循环带的深度就越大；地壳相对长期稳定，河谷下切较浅，垂直循环带的厚度也小。例如，广西山区的垂直循环带的厚度可达 1000m 以上，而在平原地区仅为数米至十余米。

垂直循环带的厚度还受季节性变化的影响。雨季时潜水面上升，垂直循环带厚度减小；干旱季节时潜水面下降，垂直循环带厚度增大。

（2）水平循环带：水平循环带又称饱水带（saturated zone），其上限是潜水面，即受主要排水河道所控制的饱水层。在岩溶管道中，水平循环带常表现为规模不等的暗河，是岩溶地区最普遍、最有实用价值的地下水。水流主要沿水平方向运动，从补给区到排泄区，愈接近排水基面水平运动愈明显。

6.3 岩溶地貌

根据所在位置，可将岩溶地貌（Karst landform）划分为出露于地表和埋藏于地下的两大类。

6.3.1 地表岩溶地貌

根据形态，地表岩溶地貌可以分为七种类型：溶沟（karren）和石芽（stony sprout）；溶蚀漏斗（doline）和塌陷漏斗（collapsed doline）；落水洞（sinkhole）和竖井（ponor）；溶蚀洼地（uvala）；坡立谷（polye）；干谷（dry valley）和盲谷（blind valley）；峰丛（series of peaks）、峰林（hoodoo）和孤峰（isolated peak）。

（1）溶沟和石芽。溶沟和石芽是地表岩溶的最初形态。当可溶性岩石在地表出露后，在水流的作用下，发生不均衡的溶蚀，在层面上形成许多凹槽，称为溶沟，其间的突出部

分称为石芽（图 6−4）。溶沟和石芽的规模从数厘米到数米不等，最大可达十余米。

溶沟和石芽的延伸方向由裂隙走向决定，间距疏密不定，但有规律地排列。因此，编制出溶沟和石芽的走向玫瑰花图，可以作为研究地质构造的一种手段。不过要注意，在较陡的斜坡上，水流顺着坡面流动，也可以形成相互平行的溶沟和石芽，但这并不一定表明顺坡向的一组节理发育。

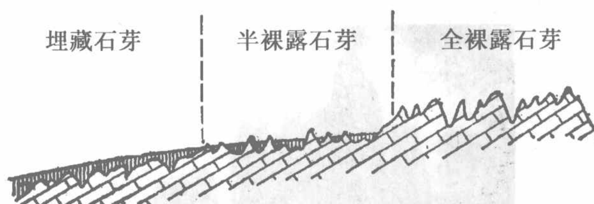


图 6−4　斜坡上的石芽

通常，我们见到的石芽是裸露地表的，但也有石芽是埋藏的（图 6−5）。埋藏石芽（buried stony sprout）是裸露石芽被后期的堆积物所覆盖而形成的，多分布于斜坡下部，在古夷平面上也常见到这种现象，如云南永善县马楠海拔 3000 m 高程的夷平面上就见有埋藏古石芽。



(a) 昆明某采石场揭示的埋藏石芽



(b) 广西贺州玉石林裸露石芽

图 6−5　埋藏石芽和裸露石芽

按形态特征，石芽还可进一步分为四种类型。

①尖脊式石芽：发生在厚层质纯的石灰岩上。溶沟狭窄，石芽呈尖脊状。

②车轨式和棋盘式石芽：发生在薄层和裂隙发育的石灰岩区。如果裂隙平行排列，石芽也相互平行呈车轨状；如果发育两组交叉裂隙，则石芽排列呈棋盘状。由于沿裂隙溶蚀速度快，溶沟一般都较深较长。

③块状石芽：在厚层石灰岩区，当溶沟扩大成宽阔的溶槽时，可以形成彼此相对孤立的块状石芽散布于地面。

④石林（stone forest）：石林是特别巨大的石芽，在近水平的巨大厚层或厚层石灰岩地区，沿着两组以上相互交叉的垂直裂隙发育而成。在断块内部，岩层变形较弱，如果岩层是块状构造，褶皱变形就更弱，但在区域水平构造力的作用下，发育平面 X 节理，这种节理一般延伸长、间距大、倾角近于直立，水流沿着这些裂隙向下溶蚀，使溶沟不断扩大

加深，形成巨大的石芽，称为石林。

云南东部的路南地区，发育在下二叠统阳新灰岩中的石林最为典型（图 6－6）。路南石林由密集的石柱组成，其间是窄而深的溶沟，沟壁陡直，一般高 5 m～25 m。石林的进一步发展，由于溶蚀作用继续沿深沟向下发展，使石柱不断增高，彼此进一步脱离，便开始发生大量崩塌，使其遭受破坏而逐渐衰亡。



图 6－6　石林

（云南路南）

（2）溶蚀漏斗和塌陷漏斗。溶蚀漏斗是碟型或圆锥形的洼地，平面轮廓呈圆形或椭圆形，其宽度较深度大，一般宽数米至数十米，深数米至十余米（图 6－7）。

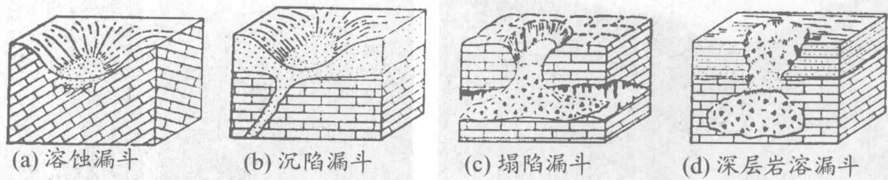


图 6－7　几种主要的岩溶漏斗（据 J. N. Jennings）

溶蚀漏斗是地下水沿两组裂隙的交汇处或原始地形较低洼处向下溶蚀的结果。如果暗河埋藏较深，那么地下水的垂直循环作用较强烈，漏斗也较发育。所以，宽浅的碟型漏斗多分布在暗河埋藏较浅的分水岭地段，深陷的圆锥形漏斗多分布在暗河埋藏较深的谷坡地段。

溶蚀漏斗在地面常成串分布，是判别暗河位置和延伸方向的可靠标志。它的发育和逐渐衰退对研究新构造运动处于活动或相对稳定，也具有重要的意义。

如果地下洞穴的洞顶崩塌，就形成了漏斗状的洼地，成为塌陷漏斗。其特点是漏斗壁较陡，洞穴底部有较多的崩积岩块。

（3）落水洞和竖井。落水洞和竖井是岩溶地区地表水进入地下深处的孔道，是连接地表水流和地下暗河的垂直管道。一般它沿着裂隙发育，受裂隙的形态控制。地表形态为一近似圆形凹地，其宽度比深度小得多，很少超过 10 m，深度视暗河的深度而定，一般深为数米至数十米，最大可达 100 m 以上。它常与含水层相通，所以吸收地表水极为迅速。如果它分布在河谷地区，甚至可以吸尽河水，危险性极大。

落水洞是地下水溶蚀和机械侵蚀交互作用下的产物，当其处于发育的初期，溶蚀作用比较明显，被溶蚀作用扩大的裂隙表现为缝隙状。随着裂隙的逐渐扩大，机械冲刷和局部

崩塌作用开始发生，落水洞也逐渐转变为竖井。落水洞可直接露出于地面，但通常在溶蚀漏斗、溶蚀洼地、干谷和盲谷的底部，地下多层溶洞之间的垂直通道也是落水洞的一种。

落水洞也可被溶蚀的残余粘土或碎石所堵塞。

竖井是暗河顶部崩塌而形成的。缝隙爪状落水洞在发育过程中，如果崩坍作用明显，也可以生成竖井。竖井与一般的井状落水洞的区别在于井壁特别陡直，往往可以从竖井中看到暗河的水面。

（4）溶蚀洼地。溶蚀洼地是指因溶蚀作用所形成的小型封闭洼地，面积一般有数平方至数十平方千米，平面形态多呈圆形或椭圆形，后者长轴多沿构造线而发育（图 6—8）。



图 6—8　岩溶形态示意图（据王飞燕）

1. 峰林；2. 溶蚀洼地；3. 岩溶盆地；4. 岩溶平原；5. 孤峰；6. 岩溶漏斗；7. 岩溶塌陷；8. 溶洞；9. 地下河

a. 石钟乳；b. 石笋；c. 石柱

溶蚀洼地的底部一般呈浅凹形或略有轻微起伏，有较厚的溶蚀残余粘土覆盖，并有若干落水洞和小型溶蚀漏斗分布。随着这些落水洞和溶蚀漏斗的发展，使洼地底部更加起伏不平。

一般认为，溶蚀洼地是岩溶地貌发育的晚期产物，由溶蚀漏斗逐渐溶蚀扩大，或与相邻的溶蚀漏斗合并而成。

若地壳运动为间歇性上升，溶蚀洼地可以成层分布。有时在同一层洼地的底部也有不同时期生成的溶蚀残余平台，它们镶嵌式地套生在一起，反映了它们在形成过程中的阶段性。例如，在广西都安地区，成层分布的溶蚀洼地可以与成层的溶洞和河流阶地进行对比，均可以作为研究新构造运动间歇性上升的标志。

若溶蚀洼地底部的落水洞或漏斗被堵，可以积水成湖。例如，四川马湖店子坪洼地保存有湖相堆积，表明历史上曾经成湖。20 世纪 70 年代，底部又被堵塞，积水迅速上涨，危及建在落水洞附近的水电站，由于及时采取爆炸措施疏通了堵塞口，才未殃及电站和附近居民。

（5）坡立谷。坡立谷又称岩溶盆地和岩溶平原，是大型的有地表河流穿过的岩溶洼地。其面积较大，可达十余平方千米至上百平方千米。坡立谷常生成于地壳长期稳定的地区。在这里，经过长期的侵蚀作用，垂直循环带内部的形态被破坏无遗，水平循环带内的暗河在谷缘出露，成为地表河流。其谷底平坦，接近附近的排水基面高程，有冲积层覆盖，有时还有蚀余的孤峰和峰林分布。所以，坡立谷实质上是四周有山环绕的溶蚀准平原（图 6—8、图 6—9）。

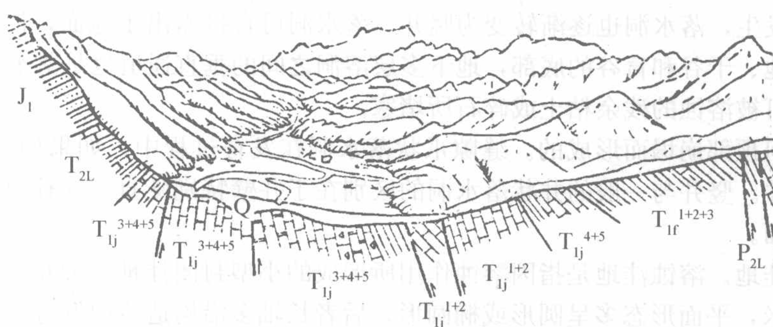


图 6-9 四川岳池溪口坡立谷（据南江水文地质大队）

坡立谷的生成常与构造有关，其长轴多与构造线方向一致。沿断层、较大的构造裂隙、不同岩层的接触面、向斜及其他构造洼地，都能生成坡立谷。

岩溶地区最大的喀斯特形态就是坡立谷和溶蚀洼地。此二者的成因及形态基本上是一致的，仅大小不同，一般面积较小的称为溶蚀洼地。坡立谷及溶蚀洼地在形态上为一宽阔的、不规则的、近似椭圆形的封闭盆地，其面积为 2 km^2～100 km^2 或更大。四周是陡壁，面、底都是平坦的，上面除了布有落水洞、漏斗之外，也有很多小河、小溪，这些小河、小溪都是由从四壁流出的泉水形成，而且流向谷底上的落水洞中。

坡立谷及洼地的产生，常常代表岩溶发育的晚期阶段，是岩溶地区经过长期的溶解及塌陷、地壳的长期稳定、岩溶作用进行得十分充分的结果。其形成不仅因地表水的作用，同时也有地下水的作用。溶蚀作用虽占主要地位，塌陷甚至侵蚀作用也很重要。

在坡立谷或洼地的底部有厚薄不等的堆积物，主要是碳酸盐类岩石溶解的残余物和红色的亚粘土，有时也夹杂了其他堆积物，如冲积物、崩塌堆积物等。

（6）干谷和盲谷。干谷是岩溶地区的古河谷，是由于后期地壳上升、水平循环带下降、水流沿落水洞或溶蚀漏斗转入地下而遗留在地表的干枯河谷。干谷内除保留有原来的阶地河流地貌形态外，还分布着大量生成后期的岩溶形态。随着地壳间歇性上升，谷地常套生着多级溶蚀台地，如在四川东部的许多溶蚀槽谷内，便有许多可与附近的河流阶地相对应的溶蚀台地成层分布。盲谷是死胡同式的干枯河谷，其末端为石灰岩陡壁所限，地表水流经落水洞转入地下。四川叙永县石灰岩分布区就有盲谷存在。

（7）峰丛、峰林和孤峰。峰丛是指成簇突起的石灰岩山地或高原面上的溶蚀残丘（中下部相连），其顶部多呈尖锐或圆锥形，与溶蚀洼地、溶蚀漏斗、溶蚀槽谷或干谷互相套生在一起，常分布在石灰岩山区的中心部位，形成大面积的峰丛山地。峰林是基部微微相连的成群簇生的石灰岩山峰，是峰丛进一步溶蚀发展的结果。其特殊的笔架式地形常是岩性不同、经差异溶蚀的产物，基部往往是难溶的岩层，峰顶是易溶的岩层。峰林常分布在石灰岩山区的边沿部分，在褶皱舒展、岩层平缓的地区，峰林呈星点状分布；在褶皱紧密、岩层倾斜的地区，峰林呈条带状分布。在簇生的峰林顶峰之间，常有溶蚀洼地存在。孤峰是孤立的石灰岩山峰，是峰林进一步发展的结果，常分布在坡立谷的底部和其他溶蚀平原上。根据产状和岩性的差异，其形态可有不同的表现。质纯、厚层、产状水平的石灰岩，孤峰峭拔挺立，形若石笋。如果垂直裂隙发育，其边坡陡峭坚硬。广西的厚层及块状、质纯的上石炭统马平灰岩，基部大，顶部小，呈圆锥状。在广西，以二叠系栖霞组和

茅口组灰岩发育最好，并在倾斜的地层中形成不对称的单面丘式孤峰。

6.3.2 地下岩溶地貌

(1) 溶洞 (Karst cuve)。溶洞是大型的地下管道，多沿层面裂隙、断层或其他构造裂隙发育，它常是水平循环带的产物，是地下暗河的水平通道。但是，即使沿水平循环带发育，也往往沿着与其相近的各种裂隙延伸。所以，溶蚀的平面和剖面形态都十分曲折，在裂隙交汇的地段形成巨大的“大厅”，而在沿单一裂隙的地段比较顺直狭窄。水平的溶洞常与上下穿插的各种垂直或倾斜的管道相通，加上伸展的大小支洞，组成一个十分复杂的地下洞穴体系。这种洞穴在广西和贵州相当普遍。

溶洞地下水属管道水流，与周围岩体内的裂隙水不同的是水流较大而集中，流通环境比较迅速，常有较多的侵蚀性 CO_2 不断补充，因此其溶蚀作用和冲刷作用都较显著，很容易发生机械崩解，使整个溶洞越来越迅速地发展。

根据成因，溶洞可以划分为以下三种类型。

①阶地型溶洞：在新构造运动相对稳定的条件下，沿地下水水平循环带生成（图 6-10)，其形态基本上水平顺直。随着新构造运动间歇上升，可以形成成层溶洞，上下层之间互以垂直管道相通。一般它可以与附近的河流阶地相对比，作为新构造运动研究的一种标志。在作溶洞与阶地对比时，应充分考虑当时暗河与河床水面之间的原始水位差，以及由于新构造运动强烈上升、河床迅速下切、溶蚀作用落后于河床下切作用的特点。一般同一时期的溶洞应比阶地为高，因此不能单纯使用高程资料作硬性对比。

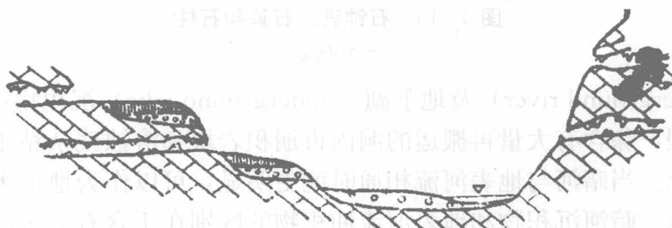


图 6-10 阶地型多层溶洞（广西都安）

②层面型溶洞：沿可溶性岩石的层面裂隙生成（图 6-11)，常发生在隔水层之上或某一性质较纯的可溶性岩层内。层面型溶洞的形态由岩层产状所决定，可以是倾斜、水平或微弯的。当其产状水平时，必须慎重与阶地溶洞相区别。

③裂隙型溶洞：沿断层或其他构造裂隙生成（图 6-12)，其形态、产状和规模变化都很大，沿其他裂隙发生的较小。

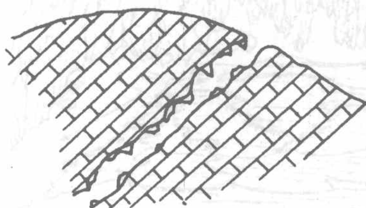


图 6-11 层面型溶洞

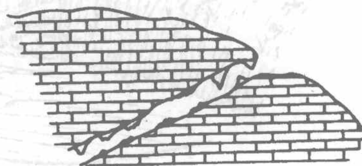


图 6-12 裂隙型溶洞

(2) 岩溶堆积物。溶洞及其岩溶裂隙与管道内的堆积物，称为洞穴堆积 (cave deposit)，根据其成因可以分为以下三种。

①化学沉淀物：它是指含重碳酸钙的地下水从岩壁裂隙中渗出，由于压力变小和水分蒸发，使水中的重碳酸钙过饱和，逸出 CO_2，部分重碳酸钙重新沉淀所造成的化学沉淀物。悬垂于洞顶的沉淀物称为石钟乳 (stalactite)，滴落于洞底，由下向上生长的沉淀物称为石笋 (stalagmite)，而上下相接称为石柱 (stalact-stalagmite)，如图 6-13 所示；沿洞壁裂隙渗出的帘幕状沉淀物称为石幔 (curtain)，如图 6-14 所示；泉水沉淀物称为石灰华 (tufa)。

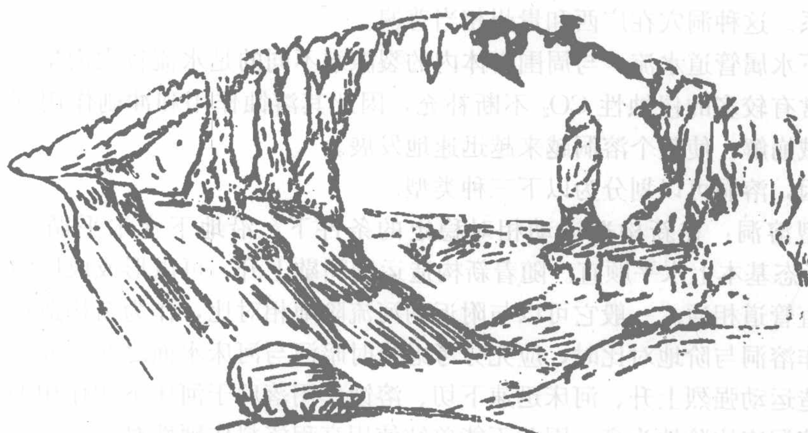


图 6-13　石钟乳、石笋和石柱
(广西都安)

②暗河 (underground river) 及地下湖 (underground lake) 沉积物：它是指一种机械堆积，具水平层理，除含有大量再搬运的洞内再崩积岩块和溶蚀残余粘土外，有时还含有洞外的砾石和砂土。当暗河与地表河流相通时就更明显，可以作为地下水补给来源和溶洞发育史的可靠标志。暗河沉积物和地表河流冲积物的区别在于含有大量的洞穴物质，多被钙质胶结，没有二元结构，没有沉积相的有规律变化，也不能塑造各种典型的河流地貌形态。

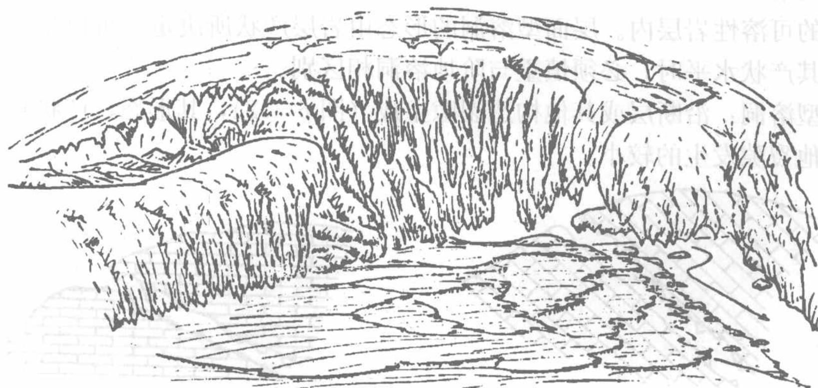


图 6-14　石幔 (湖南茶陵)

③生物和文化堆积物：一些离水源较近，洞口向阳，出入方便的洞穴，常为原始人类和动物的住所，所以在洞内往往残留有人类遗迹的石器和灰烬层，以及各种动物化石。某些有暗河流经的溶洞或落水洞、竖井等垂直管道内，也有被水流冲击而带来的或跌落的许多动物化石。

除上述堆积物以外，还有崩积、溶蚀残余粘土等。

6.4 岩溶的地质构造类型

根据地质构造的不同，可以划分出如下几种岩溶地质构造类型。

6.4.1 水平与缓倾构造型

水平构造区，同一可溶性岩层在地表大面积分布，促成岩溶普遍而均匀发育，形成单一的地貌景观，常见的地貌有溶蚀洼地、残丘、溶蚀漏斗、落水洞、竖井等。各种地貌出现在不同的地貌发育阶段。如果可溶性岩层具有相当的厚度如扬子区的震旦系、二叠系和三叠系等，在新构造间歇性上升的条件下，水平或缓倾斜构造区的岩溶发育大致有以下几个阶段。

①石芽原野阶段：溶沟、石芽、石林等形态成片分布。

②溶丘洼地阶段：溶蚀丘陵、溶蚀漏斗和溶蚀洼地以及暗河发育。

③峰丛洼地阶段：峰丛、溶蚀洼地和溶蚀漏斗并存。

④峰林洼地阶段：峰林和坡立谷发育。

⑤溶蚀平原阶段：新构造趋于稳定，峰林逐渐消失，形成广袤的溶蚀平原。

6.4.2 单斜构造型

当岩层走向与河流方向平行且有非溶性夹层时，岩溶主要局限在河流两侧狭长地带内；当岩层走向与河流方向垂直或斜交时，岩溶化强烈，范围广。

6.4.3 褶皱构造型

褶皱构造区的岩溶地貌多沿背斜和向斜的轴部发育。褶皱构造在转折端生成的张裂隙，有利于地下水向下渗透，岩溶发育程度较其他部位高，常沿轴部形成带状岩溶发育带。因此，地貌具有条带状分布特点，且具有不同的发育阶段。

6.4.4 断层构造型

一般来说，区域性大断裂的宽度和深度都较大，延伸很远，特别有利于岩溶的发育。在中小型断层中，张性断层有利于岩溶发育。时代较新的断层，破碎带内没有或很少有胶结，有利于岩溶发育。

6.5 岩溶地貌的研究方法

6.5.1 对岩溶地貌形态特征的研究

在研究岩溶地貌形态特征时，首先要详细地描述、测量，然后要进行素描、编制剖面及平面图（图 6—15）、摄影等。根据这些描述应编制出各种喀斯特地形的形态分类，因为这种形态分类是阐述喀斯特地形的成因及发展史的依据。

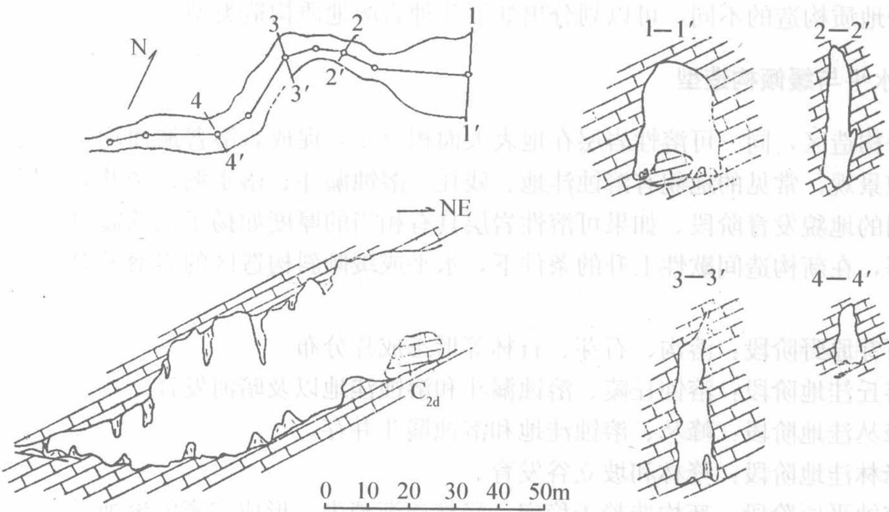


图 6—15 溶洞平面及纵剖面图（广西都安，据成都地质学院水文二队）

对一般形态的喀斯特研究没有任何特殊要求，只是在对人可以进入的大洞穴进行研究时，应采用矿山测量法。这种测量法是将一根带钉的绳子从洞的一壁拉向另一壁上，使绳成锯齿状并钉在壁上，然后测出每一段的方位角、长度及斜角这就是基线，根据洞壁各点到基线线段的水平长度。可根据下列公式计算：

$$水平长度\ l_1 = l \cdot \cos q\varphi$$

式中，l—基线一段长，φ—基线的倾角。否则平面将被歪曲，通常是被拉长。

6.5.2 对岩溶地貌区的构造、气候、植被及人类活动的研究

在对岩溶地区进行研究时，首先应了解该地区的地质构造和其他各种条件，即地表坡度、气候特点、植物性质、人类活动等。

这方面的研究可以根据已有的文献资料（总结报告、论文、地质图等）来了解，同时也要到野外进行直接观测，因为一般的地质报告都不会完全包括研究喀斯特所必需的资料。

6.5.3 对岩溶地区水文地质条件的研究

对岩溶地区水文地质条件的研究，旨在了解地表水与地下水之间的密切联系。

首先对地下水的所有出口（泉、河、井）进行观察和描述，查明其高度，将位置标在图上。对一切伏流进行揭露，测出地下长度，并将位置标在图上。

非常重要的一点是测量田野、井内以及其他地方浸水位上升的速度。确定新泉的出现及测定暴雨、融雪后泉涌水量的增加。

对于泉与泉之间或邻近河水、湖水的联系也必须阐明。通常采用连通试验，即在一个泉中放入颜料，然后在附近的泉、河、湖中观察颜色是否出现，来确定泉与泉之间有无联系，以及地下水流动速度及方向。

6.5.4 对岩溶地区松散堆积物的研究

在研究喀斯特地形的同时，应该研究填充这些地形的松散堆积物，研究它们的岩性结构和阐明其成因，并搜集一定数量的标本来进行各种不同的分析（孢子花粉分析、微动物分析、机械分析等），必要时使用手摇钻或作浅探井采集。

通过以上各方面的研究，最后阐明喀斯特的发展史和现阶段的特征以及发展趋势，这对解决许多实际问题有着决定性的意义。

7 冰川地貌及其堆积物

7.1 概述

第四纪更新世气候冷暖交替频繁，在短短的两三百年时间内，出现过几次大规模的冰川活动，这一现象是史无前例的。

地球上大规模出现冰川活动的时期叫做冰期（glacial age）；相邻两次冰期之间的温暖时期叫做间冰期（interglacial age）。全新世既不属于冰期也不属于间冰期，是冰期和间冰期之间的过渡时期，叫做冰后期（postglacial age）。

冰川是陆地上缓慢移动的巨大冰体，冰川的形成要经过几个阶段：首先是新雪变成粒雪，其次是由粒雪变成冰川冰，最后形成冰川。冰川的形成受温度、降水量和地形的影响。冰川运动速度很慢，一般每年的移动距离只有数十米至数百米。

更新世冰期时，冰川覆盖面积达到了世界陆地面积的三分之一。现在尽管不是处于冰期，但仍有冰川存在，覆盖面积约为 1550 km^2，占陆地总面积的 10%左右，总体积约 2600 km^3，占全球淡水的 85%。

根据冰川的形态、规模和发生区域，冰川可进一步分为山岳冰川（mountain glacier）、大陆（平原）冰川（ice sheet）、高原冰川（plateau glacier）和山麓冰川（piedmont glacier）等（图 7－1），但以前两种最为常见。

7.2 山岳冰川及其堆积物

7.2.1 山岳冰川的基本特征

山岳冰川发育于中、低纬度海拔较高的山地区，规模相对较小，如滇西北玉龙雪山现代冰川。根据山岳冰川的形态和发生部位，还可分为冰斗冰川（cirque glacier）、悬（谷）冰川（hanging glacier）和山谷冰川（valley glacier）（图 7－1）。冰斗冰川一般位于雪线以上，三面界以陡壁，一面有短小的冰川舌流出冰斗，冰斗内常发生雪崩。悬（谷）冰川是发育在陡坡上的一种短小冰川，或当冰斗冰川的补给量增大时，冰雪开始向冰斗以外的山坡溢出，形成短小的冰舌悬挂在山坡上，故称为悬（谷）冰川。山谷冰川是当有大量冰雪补给时，冰斗冰川迅速扩大，大量冰体从冰斗溢出，进入山谷形成缓慢流动的冰河，山谷冰川的长度可达数十千米，厚度可达数百米。

山岳冰川的侵蚀作用相当强烈，仅次于河流（图 7－2）。侵蚀方式主要有两种：拔蚀作用和磨蚀作用。拔蚀作用是冰床底部或冰斗后背的基岩沿裂隙反复融冻而松动，当这些松动岩体的基岩再与冰川冻结在一起时，冰川向前运动就把岩块拔起带走。磨蚀作用是冰川运动时，冻结在冰川底部的碎、块石突出冰外，像锉刀一样，不断地对冰床底部进行削磨和刻蚀，在冰床底部的基岩上形成带有擦痕的磨光面。

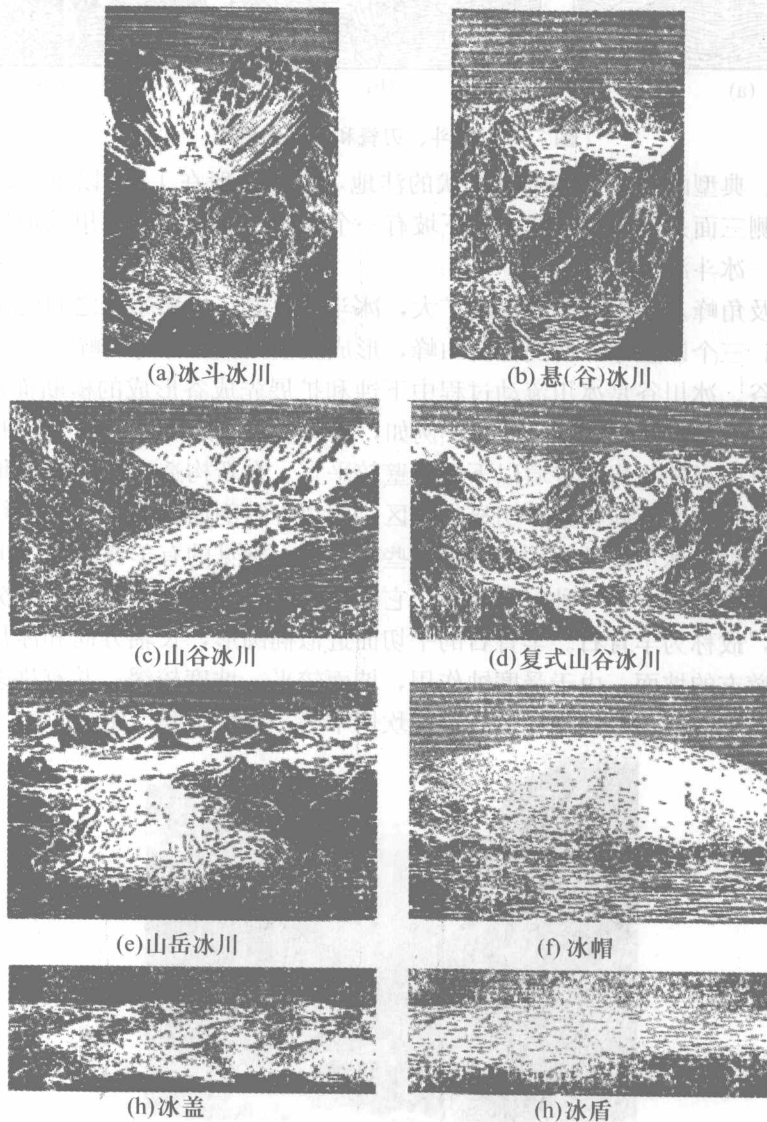


图 7－1　冰川的类型（据 Г. K. 图申斯基）

7.2.2　山岳冰川地貌

7.2.2.1　冰蚀地貌（landform of glacial erosion）

在雪线附近及其以上的冰蚀地貌有冰斗（cirque）、刃脊（crete）和角峰（horn）（图

7-2)，而在雪线以下形成冰川谷（glacial valley），并在冰川谷内形成羊背石（roche moutonnée）。

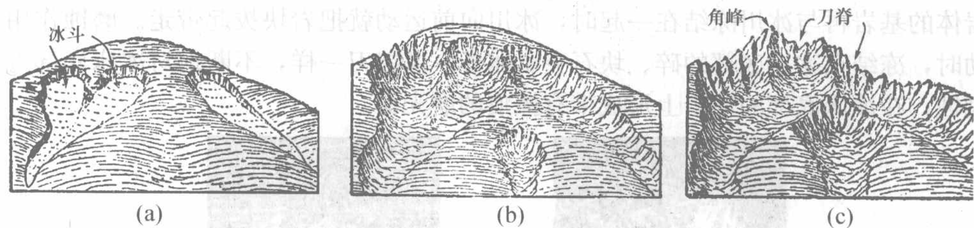


图 7-2　冰斗、刃脊和角峰的形成

（1）冰斗。典型的冰斗是一个围椅状的洼地，直径一般在 1 km 以下，深数十米至数百米，靠山一侧三面是陡峭的岩壁，向下坡有一个门槛式的开口。冰川消退后，冰斗内往往积水成湖——冰斗湖。

（2）刃脊及角峰。随着冰斗的不断扩大，冰斗壁后退，相邻冰斗之间的山脊形成刀刃状，称为刃脊；三个以上冰斗所交汇的山峰，形成尖棱山尖，称为角峰。

（3）冰川谷。冰川谷是冰川流动过程中下蚀和扩展先成谷形成的横断面形似“U”形的谷地，习惯上称为 U 形谷（图 7-3）。例如，四川省境内的海螺沟冰川 U 形谷。在冰川谷的谷地两侧有明显的谷肩，谷肩以下的谷壁较平直。在新构造运动较强的地区，冰川谷纵剖面常成阶梯状，而在新构造不明显的地区，冰川谷纵剖面的底部则较平缓。冰川退缩后，在冰川谷内可见冰川侵蚀作用留下的一些微地貌，常见的有羊背石、冰川磨光面。

羊背石是冰川基床上的一种侵蚀地形，它是由基岩组成的山丘，常成群分布，远望犹如匍匐的羊群，故称为羊背石。羊背石的平切面近似椭圆形，长轴方向和冰川流动方向一致。向冰川上游方的坡面，由于受磨蚀作用，坡面较平，坡度较缓，并有许多擦痕；向冰川下游方的坡面，受冰川的刨蚀作用，坡面坎坷不平，坡度较陡（图 7-4）。



图 7-3　美国约塞米蒂的 U 形谷和悬谷

在羊背石、冰川槽谷壁上以及在大漂砾上常因冰川作用而形成磨光面。当冰川搬运物以砂和粉砂为主时，在比较致密的岩石上，磨光面更为发育。如果冰川搬运物多是碎石，则谷壁基岩表面被刻蚀而形成条痕或刻槽，称为冰川擦痕。冰川擦痕的长度约为数厘米至一米，深变为数毫米，成钉形，一端粗，一端细，粗的一端指向冰川上游。

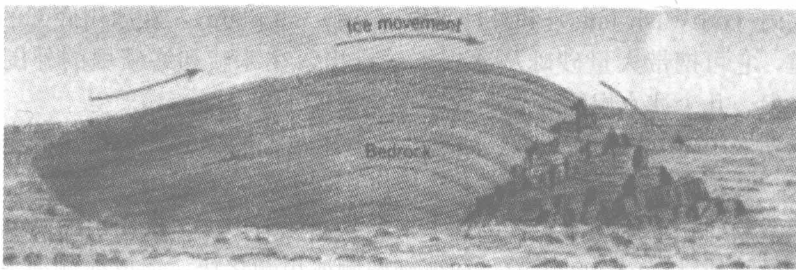


图 7—4 羊背石素描图

7.2.2.2 山岳冰川冰碛地貌（morainic topography）

（1）冰碛丘陵（moraine hill）。冰川消融以后，原来的表碛（surface till）、内碛（inner till）和中碛（medial till）都沉落到冰川底部，和底碛（ground till）一起合成基碛。这些冰碛物受冰川谷底地形起伏的影响或受冰面和冰内冰碛物分布的影响，形成波状起伏的丘陵，称为冰碛丘陵和基碛丘陵。

（2）侧碛堤（lateral moraine bar）。侧碛堤是由侧碛（lateral till）和表碛在冰川退缩后共同堆积而成的。它在冰川谷的两侧成堤状，向下游方向，常与冰舌前端的中碛堤相连，向上游一方一直沿至雪线附近（图7—5）。

（3）终碛堤（尾碛堤，end morain）。当冰川的补给和消融处于相对平衡状态时，冰川的末端长时间停留在某一位置，由冰川上游搬运来的物质将会在冰川尾端堆积成弧状的堤，称为终碛堤（尾碛堤）（图 7—5）。

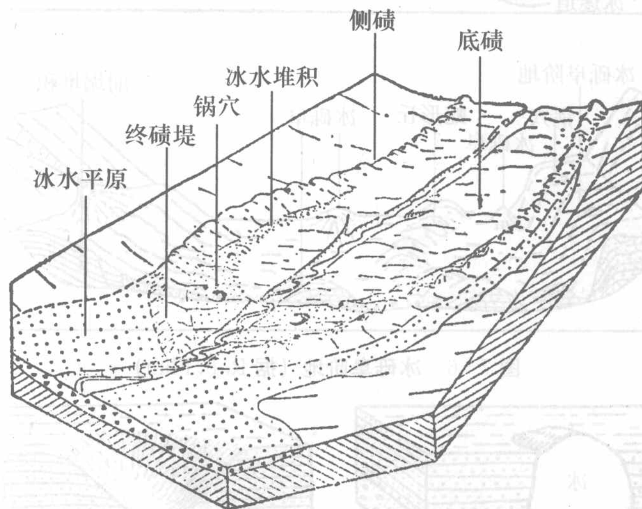


图 7—5 山谷冰川末端的侧碛和终碛堤（据 R. F. Flint）

7.2.2.3 冰水堆积地貌

冰川附近的冰融水具有一定的侵蚀、搬运能力，能将冰川的冰碛物再经冰融水搬运而堆积形成冰水堆积物。在冰川边缘由冰水堆积物组成的各种地貌，称为冰水堆积地貌。

根据冰水堆积地貌的分布位置、形态特征及物质结构，冰水堆积地貌可分为以下几种：

（1）冰水扇（outwash fans）和外冲平原（outwash plain）。在冰川底部的冰融水，常形成冰下河道，它可携带大量砂砾从冰川末端排出，在冰碛和终碛堤的外围形成扇状堆积，叫做冰水扇。几个冰水扇相连就形成冰水冲积平原。

（2）冰水湖（fluvioglacial lake）。冰水湖是由冰融水形成的，有明显的季节变化。夏季沉积速度快，颗粒粗，沉积物颜色浅；冬季沉积速度慢，颗粒细，颜色深。由上述这种季节变化构成的韵律，称为纹泥。在剖面上根据其韵律多少可以推断出冰湖沉积的年龄。

（3）冰砾阜阶地（kame terrace）。在冰湖两侧冰川融化快，形成冰侧河流，并带来大量冰水物质堆积在冰川谷的两侧，形成冰砾阜阶地（图 7−6）。

（4）冰砾阜（kame）。冰砾阜是冰面上小湖或小河的沉积物在冰川消融后沉落在底床堆积而成。地貌上呈现出一些圆形或不规则的小丘，由一些具有层理并经分选的细粉砂组成。通常在冰砾阜的上部有一层冰碛层。

（5）锅穴（kettle hole）。冰水冲积平原上有一种圆形的洼地，深数米，直径为十余米至数十米，称为锅穴。锅穴是埋在砂砾中的死冰块融化后引起的塌陷（图 7−7）。

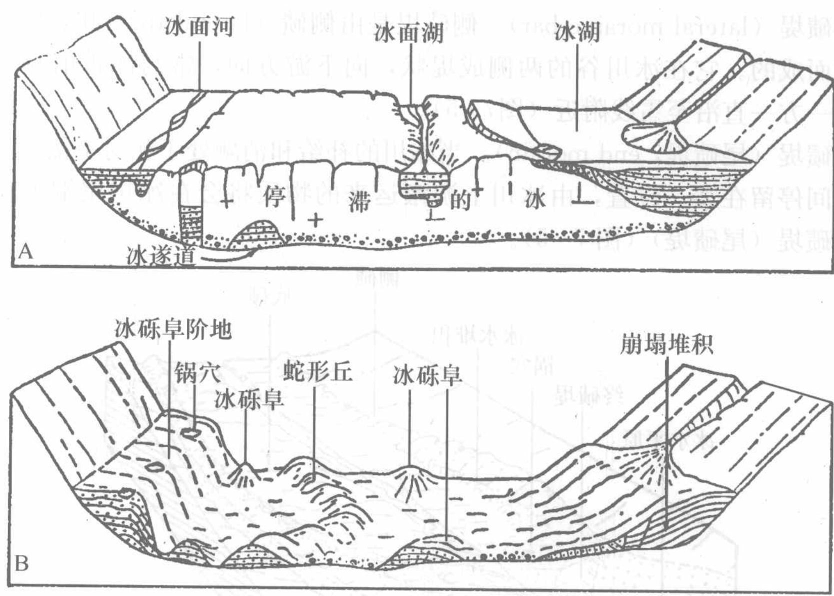


图 7−6　冰砾阜阶地（据 R. F. Flint）

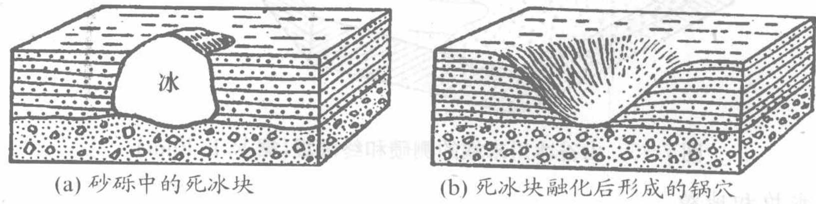


图 7−7　锅穴的形成

山岳冰川地貌组合图如图 7−8 所示。



图 7—8 山岳冰川地貌组合图（冰退以后）示意图

（据 R. 施特莱夫—贝克，简化修改）

1. 角峰；2. 刃脊（鳍脊）；3. 冰斗及冰斗湖；4. 冰斗坎；5. 冰川槽谷及谷壁上的平行冰川擦痕；6. 冰蚀岩坎；7. 羊背石；8. 冰槽谷谷肩；9. 冰蚀上限；10. 悬谷；11. 鼓丘；12. 冰川前（终）碛堤；13. 侧碛堤；14. 底碛丘陵；15. 蛇形丘；16. 冰砾阜；17. 冰水砂砾；18. 后期重力堆积；19. 高山针叶林；20. 现代河流

7.3 山岳冰川堆积物特征

山岳冰川堆积物最重要的是底碛或称泥砾（boulder clay），它是冰川形成前先成堆积物以及冰川运动过程中对基岩研磨或挤压而被破碎的岩块的堆积物。

底碛的主要特征如下：

①没有层理与分层，粗、细物质混杂在一起，通过大量统计可以获得砾石长轴方向有一个优势方位，这一优势方位与冰川流向一致。

②基本上无磨圆，但可以混有先成河流相的圆砾。

③堆积物中含异源的巨大漂砾。

④粗粒物质上保存有光面和“钉”字形擦痕。

⑤岩块和砾石中具有压弯、压坑（压痕）或压裂现象，这样的砾石叫做冰川变形砾石。

⑥一个完整的冰碛剖面上大致可以分为上下两层，上层颗粒粗，透水性好，下层以细粒为主，透水性差。

⑦冰碛物中所含的孢粉和植物化石均为寒冷型的。

7.4　大陆冰川及其堆积物

大陆冰川分布于高纬度地区，规模比山岳冰川大得多，面积达数百平方千米，厚度为数百千米至数千千米。由于厚度大，冰川不受下伏地形影响。规模最大的、表面起伏的巨大冰体叫做冰盖，规模较小的、表面中心凸起似盾形的叫做冰盾。巨大冰体在自重力作用下向四周运动。

7.4.1　冰蚀地貌

（1）冰蚀平原：是大陆冰川主体塑造的平缓地貌形态。平原内常见磨光面（polished surface）、冰蚀凹陷（石盆，terminal basin）和丘陵、羊背石等微地貌。冰蚀凹陷在冰后期常积水成湖。

（2）槽谷（峡湾，fiord）：深入海洋的大陆冰川，在海岸边侵蚀一些深的槽谷，冰退后，海水侵入，形成峡湾（图7—9）。这种地貌在阿拉斯加较为常见。



图7—9　挪威Geirangerfjord冰川谷冰蚀峡湾

（A. Strahler，1999）

7.4.2　冰碛地貌

冰川堆积（冰碛）：所谓冰碛是由冰川直接形成的堆积物。几乎所有冰碛物都没有分选性，由杂乱无章的泥质颗粒、砂砾石、石子、石块和大小不等的漂砾组成。冰碛物的成分决定于冰川发源区及经过地区的地质情况。一般坚硬的岩石可以搬运得较远，漂砾的表面常常有“磨蚀面”及钉头形的擦痕，冰碛物在剖面上是没有层理的，有时可以看到一些薄层或凸镜状的砂和砾石夹层，这是冰川内部冰水堆积所造成的。

（1）鼓丘（drumlin）。鼓丘是冰砾泥组成的一种丘陵。它的平面呈椭圆形，长轴与冰流方向一致，纵剖面呈不对称的上凸形，迎冰面的一坡缓，背冰面的一坡陡。它的高度可达数十米。鼓丘的内部常有一些基岩核心，或迎冰面是基岩，背冰面是冰碛物。

（2）冰碛垅（堤）。大陆冰川在冰川前端往往会形成大规模冰碛堤，高度为30 m～50 m，长度可达几百千米，呈弧形展布。

7.4.3 冰水堆积

冰水堆积可分为两组：①冰川内部冰水沉积物；②冰川冰融化流水形成的冰水沉积。

（1）冰川内的冰水沉积。沿冰面或沿着冰内孔道或冰川底部“隧洞”流动的冰所形成的沉积物。冰水沉积是由砾石、砂及粘土等组成，且有很好的选择性及层理，并形成特殊微地貌如蛇形丘、鼓丘等。

（2）冰川外的冰川堆积。冰川融化为水流的堆积物，从冰川边缘流出，形成扇形的冰水冲积平原。堆积物和一般河流淤积物是一样的，所以要从沉积物本身来区分冰水沉积几乎是不可能的，只有根据冰川边缘堆积（终碛堤）的存在，方能把附近堆积物称为冰水沉积。

（3）冰川湖沉积。依靠冰的融化水供给的洼地中的堆积物。最典型的冰川湖沉积是纹泥，它的特点是粘土和砂子互成薄层，夏季冰川融化较多，堆积浅色的砂子，冬季堆积暗色的淤泥。

大陆冰川的冰水堆积有冰湖堆积、冰砾阜和蛇形丘（esker）。前二者与山岳冰川相似，只是规模通常要大得多。蛇形丘是一种狭长且呈蛇状曲形的垄岗地形，它的长度为数千米至数十千米，高为 10 m～30 m，有时可达 70 m～80m，底宽为几十米至几百米，顶宽为数米。从剖面看，顶圆缓，两侧坡度 10°～20°。蛇形丘的延伸方向与冰川流向基本一致。内部全由分选好的成层砂砾组成，偶见冰碛物透镜体（图 7－10）。

冰湖沉积是指由冰川融化水形成的冰川内部或外缘的湖泊堆积。

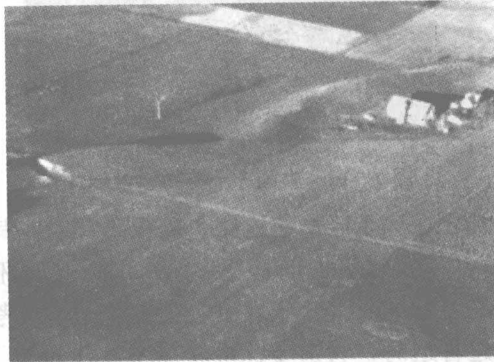


图 7－10　蛇形丘

7.5 冻土

在气温极低的地区，形成冰川与否取决于降雪量。如果降雪量很少，地表不能积雪成冰，但地表的上部土层常随季节变化或昼夜变化而发生周期性的融冻，形成季节冻土（seasonal frozen），即活动层（mobile layer）；下部土层则长期处于冻结状态，形成多年冻土（ever frozen ground），即永冻层（permafrost layer）（图 7－11）。冻土分布在冰川发育区、冰缘区以及远离冰川的广大寒冷区。它不仅形成于冰期，也可以形成于间冰期或冰

后期。

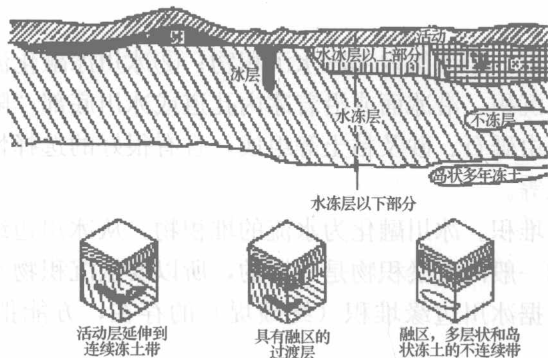


图 7－11　多年冻土层的结构特征

现在多年冻土仅分布在高纬度及中低纬度高的山区。我国多年冻土主要分布于黑龙江北部和青藏高原等地；季节冻土主要分布在长江以北，其中，汶川－宝鸡－天津以北冻土厚度大于或等于 0.5 m（图 7－12）。

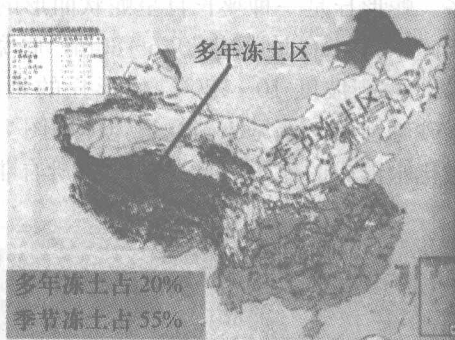


图 7－12　中国冻土分布示意图

随着经济的发展，经常要在冻土区修建道路、长距离管线或其他重要建筑，但由于冻土的融冻作用产生“冻害”，如使建筑物地基变形、路面遭受破坏、路基发生软化、冻裂管道等。所以应充分掌握冻土特征及其变化规律，在设计过程中考虑其危害性，采取必要的防治措施。例如，在修建管道时，管道要深埋于季节冻土层之下，以避开季节冻土层，防患于未然。

在多年冻土区，地下具有一定厚度的冻土层，地表则发生周期性（季节、昼夜）的融冻作用，形成一些特殊的地貌，称为冻土地貌。常见的冻土地貌及其特征分述如下：

（1）石海（rock block field）、石河（stone river）。在地势平坦、排水较好的基岩山顶或山坡上，由于强烈的融冻风化，致使基岩发生裂解，而融冻又不断地将细粒碎屑带走，在山顶或缓坡处留下大量的块碎石堆积区，称为石海；如果山坡较陡，这些石块在重力作用下将会整体或部分地向坡下滑动，构成块碎石带状堆积区，称为石河。

（2）石环（stone ring）、石圈（stone circles）和石带（stone stripes）。石环是以较细粒土为圆心，周围由较大砾石组成的一种环状冻土地貌。发育于极地、亚极地以及高山地区。石环的直径一般为 0.5 m～2.0 m，在极地地区可达十余米。如果石环成片发育，相邻

石环彼此连接，在地表就形成一个以粗砾相隔的多边形。石环是冻土区颗粒大小混杂的松散砂砾层，由于包含水分，经频繁的冻融交替，易发生物质的分异。斜坡上发育的石环在重力作用下常成椭圆形，它的前端由大石块构成石堤，这种石堤叫做石圈；在较陡的山坡上，石圈的前端常分开，经融冻分选的最大岩块集中在纵向延伸的裂隙中，形成石带（图7—13）。

（3）融冻滑塌或崩塌堆积扇。融冻的反复作用使组成边坡的部分块体在重力作用下产生缓慢滑动——融冻滑动，若边坡陡，块体下坡以翻滚跳跃形式为主，在坡脚形成崩塌堆积带。融冻滑塌地貌在青藏高原的冻土区内经常出现在公路两侧的边坡上，以及盆地、洼地和河床两侧的斜坡上。滑塌块体一般长 100 m～200 m，宽 50 m～100 m，在地下冰层极为发育地区分布更为普遍，结果是小则阻塞排水系统，大则阻塞公路，危机路基及路面畅通，威胁道路的正常使用，所以在工程设计和处理中应予以重视。

（4）泥流阶地（solifluction terrace）。在深度较小的活动层内，由于融水和降水为永冻层所阻隔，致使活动层含水量增加，当土体呈塑态时，在重力作用下，土体缓慢地顺坡向下运动，形成融冻泥流，当水分失去后，在缓坡上形成台阶状地形，称为泥流阶地。这种地貌多发生在 10°～20°的缓坡地带，多见于基岩为页岩、泥岩构成的缓坡。

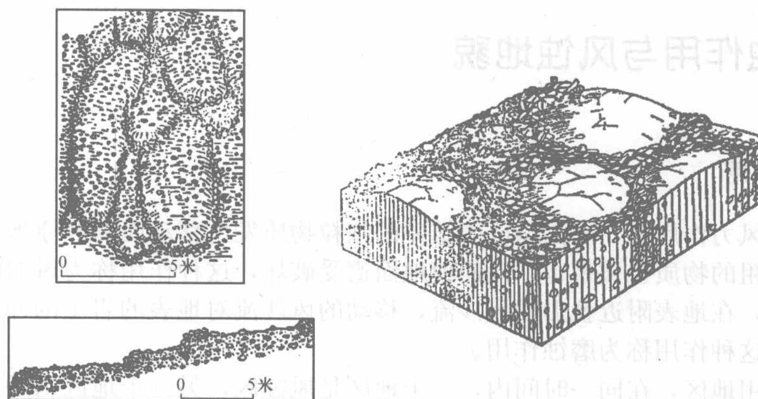


图 7—13　石环和石圈

（5）构造土（structure soil）。冻土地面经融冻作用后会出现一定的几何图案，而这种土就叫做构造土。常见的构造土有石环、石圈、石带、冰楔（ice wedge）和砂楔（sand wedge）。

（6）冰丘核（ice cored pingo）和冰丘（pingo）。冻土层常夹有未冻结层，未冻结层的水分经物理作用在地下慢慢地聚集形成冰体，使地面膨胀隆起形成冰丘核。冰丘是地表水或地下水溢出河湖的冰面和地面并冻结成丘状的冰体。

8 风成地貌及风积物

8.1 概述

风作为一种剥蚀和搬运营力，可以发生在地球表面的许多地方，但在干旱地区，作用最为盛行。在干旱地区，一方面由于降雨量少，地表植被少，岩、土直接裸露于地表；另一方面由于昼夜温差大，蕴藏着巨大的风能，风的频繁作用导致风成地貌的发育。

风力对地表物质进行的剥蚀、搬运和堆积的作用过程中所形成的各种地貌，称为风成地貌。

8.2 风蚀作用与风蚀地貌

8.2.1 风蚀作用

在一定的风力作用下，未固结或固结差的细粒物质发生移动而离开原地，当风力进一步增大时，较粗的物质也被带走，从而使地面遭受破坏，这种作用称为风的吹蚀作用。砂粒一旦被吹动，在地表附近就形成风沙流，移动的风沙流对地表的岩土的冲击、摩擦，使其遭受磨蚀，这种作用称为磨蚀作用。

在风力作用地区，在同一时间内，一个地区是风蚀区，另一个地区则是风积区，其间的过渡性地段为风蚀-风积区，各地区相应发育不同数量的风蚀地貌和风积地貌。

风蚀作用的强度取决于风速大小及地表岩土特征。

8.2.2 风蚀地貌（wind erosion unaka）

风蚀作用在地表形成一系列的地貌形态，最常见的有岩漠（rock desert）、石漠（gravel deserd）、石蘑菇（mushroom rock）、石柱（deflaction column）、雅丹（yardan）、风蚀洼地（wind depression）和风蚀残丘（wind erosion unaka）等。其特征见表8-1。

表8-1 风蚀地貌

风蚀地貌类型		主要特征
巨型地貌	岩漠	由于风蚀作用，使表土被带走，地表留下起伏不平的裸露基岩，这样的地区叫做岩漠。随着人为对地表植被的破坏，岩漠化已成为我国西北部一个重要的地质灾害
	石漠	石漠也称砾漠或戈壁，山麓地带由粗砾砾石和块石等组成的洪积或冰碛物等，在风的侵蚀作用下，细砂被吹走，在地面留下粗砾的砾石和块碎石所形成的地貌（如宁夏和柴达木盆地边缘）

续表 8—1

微地貌	石窝	石窝又称为风蚀壁龛，是风沙对岩石表面吹蚀和旋转磨蚀的结果。风沙在陡壁上雕刻形成无数大小不等的凹坑，其直径约为 20 cm，深变为 10 cm～15 cm，或聚或散，使岩石具有蜂窝状外貌。这种地貌称为石窝（图 8—1）
	石蘑菇、石柱	突起的孤立岩石或破裂的岩块受风蚀作用以后，形成下细上粗的蘑菇形态，故称石蘑菇（图 8—2）。石蘑菇在软弱岩石中较易形成。突出孤石或垂直裂隙发育的岩石，经长期吹蚀后，即形成一些孤立的风蚀柱——石柱。
	雅丹	雅丹（维吾尔语，意为陡壁的小丘）即风蚀槽谷。沙漠区干涸湖底，因干缩形成裂隙，风沿着裂隙吹蚀，形成一些鳍形垅脊和宽浅沟槽。长变为数十米到数百米，深变可达 10 m，沟槽内经常为沙所填充。这种地貌在塔克拉玛干沙漠东面的雅丹发育最为典型（图 8—3）
	风蚀洼地	土质地面，经风蚀作用，形成许多宽广而轮廓不明显的风蚀洼地，呈椭圆形，成行分布，沿主要风向伸展，背风坡陡可达 30°以上，有时也形成巨形新月形风蚀洼地（图 8—4）
	风蚀谷	暴雨等作用形成的沟谷，在风蚀作用下形成风蚀垄槽（图 8—5），随着风蚀作用进一步扩大，发展成风蚀谷
	风蚀残丘	经长期风蚀作用，风蚀谷会把地面分割成孤立的小丘，丘体常呈带状分布，这种地形称为风蚀残丘。在水平岩层区，残丘状又似一座城堡，故叫做“风蚀城堡”（图 8—3）



图 8—1　**内蒙古风蚀穴（石窝）**

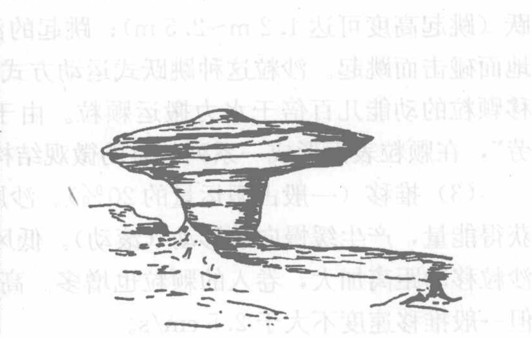
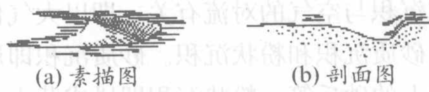


图 8—2　**风蚀蘑菇**



图 8—3　**“风蚀城堡”（雅丹）**



(a) 素描图　　(b) 剖面图

图 8—4　**风蚀洼地**



图 8—5 风蚀垄槽

8.3 风的搬运与堆积作用和风积地貌

8.3.1 风的搬运与堆积作用

地面的碎屑物质在风的作用下不断发生悬移、跃移和蠕移运动，使地面部分物质转移至他处，这种作用称为搬运作用。搬运作用在沙漠地区和冰缘区最为显著，搬运量的大小受风速、地面土体性质及植被发育等因素的影响。

（1）悬移（一般不超过搬运量的 10%）。细小质轻的沙粒（小于 0.2 mm），由于气流紊动的上升分速作用而悬浮在空中，上升高，搬运远。一次大的风暴可将成百万吨尘土悬浮搬运到几百千米甚至上千千米远。经常发生在北方的沙尘暴就是以风为搬运介质的悬移运动，已成为区域性地质灾害。

（2）跃移（一般占搬运量的 70%～80%）。沙粒被风吹起后，在风的推动下被加速，在空中掠过一条很短的弹道轨迹，由于自重落到地面，下落时冲击地面，并产生回弹性跳跃（跳起高度可达 1.2 m～2.5 m）；跳起的沙粒在随风前进中再次被加速，下落时再次与地面碰击而跳起。沙粒这种跳跃式运动方式称为跃移。与流水水力搬运颗粒相比，风力跃移颗粒的动能几百倍于水力搬运颗粒。由于这种高能连续冲击，沙粒表面出现“磨损疲劳”，在颗粒表面形成一系列特有的微观结构。

（3）推移（一般占搬运量的 20%）。沙层表面粒沙和细砾，在跃移颗粒的连续冲击下，获得能量，产生缓慢向前移动（滚动）。低风速时，移动速度每秒只有几毫米，风沙增大，沙粒移动距离加大，卷入的颗粒也增多。高风速时，整个表面有一层沙层缓缓向前移动，但一般推移速度不大于 2.5 cm/s。

在风沙流中，绝大部分颗粒在距地面 30 cm 以下运动，特别集中在 10 cm 以下运动，（如当风速为 5 m/s 时，含沙量 90%集中在 10 cm 以下运动），即沙粒的运动大部分是跃移和推移，悬移主要是粉土部分。

被风移动的物质，在一定的条件下如风力的减小，就会停滞下来，重新聚集在一起，这种作用称为堆积作用。

风成沉积与空气的对流有关，即以大气作用为主的沉积物。其沉积物可以分为两种基本类型：砂质沉积和粉状沉积。砂质沉积即风成砂，包括沙漠区中反复吹扬的砂、海岸砂丘、大陆上的砂丘等；粉状沉积即风成黄土（关于黄土在下一节叙述）。

8.3.2 风积物的特点

经风搬运再堆积的物质叫做风积物。最常见的风积物是沙漠、黄土和风成粘土。风积

物的特点如下：颗粒粒径一般为 2 mm 以下，这是因为风所能搬运的单个颗粒的重量有一定限度；风积物的粒度很均一，分选好，它比湖泊砂、河流砂和海滨沙的分选都好。风成砂往往是其他成因类型的砂：残积的、坡积的、洪积的、淤积的、湖成的、海成的、冰川的、火山的，经过风的反复吹扬堆积而成。因此，风成沙的磨圆度高，沙粒表面有许多凹坑，这是沙粒在运动过程中互相撞击而成，这种现象仅限于大沙粒，小于 0.1 mm 的颗粒这种现象不明显；风成沙一般以石英为主，有少量长石和各种重矿物，容易磨损的矿物经风搬运大都磨成更细小颗粒被吹扬到更远的地方。例如，云母在风成沙中就很少见到，因为它很容易被分解成细小碎片而吹扬到很远的地方。

风成砂的分布地带很广，在沙漠、半沙漠、水盆地的周围以及海滨等地最为常见，所有风成砂都形成特殊的地形，如新月形砂丘、砂垅等。

砂丘中砂粒颗粒大小分选现象决定于风向。例如，在背风的陡坡上分布着最细的物质，而在新月形砂丘的底部和向风坡的尖端则分布着较粗的物质。

8.3.3 风积地貌

由风积作用而聚集起来的堆积物，具有各式各样的形态，即形成不同的风积地貌。风积地貌主要有沙漠和黄土地貌等。

沙漠是指地表大范围内被风沙覆盖的地区，它常见于岩漠或石漠顺风的一侧，沙漠区的地势一般比较低平。我国沙漠主要分布在新疆维吾尔自治区、青海省、甘肃省、宁夏回族自治区、内蒙古自治区、陕西省、辽宁省、吉林省和黑龙江省九省区，面积达 63.7 万平方千米，连同戈壁在内，面积共达 109.5 万平方千米。其中面积最大的是塔克拉玛干沙漠，面积达 32.7 万平方千米，约占全国沙漠面积的一半。

沙漠往往由各种形态的沙丘组成。沙丘是风沙运动产生的最基本的地貌类型，一般有三种基本（简单）形态：新月形沙丘（brachan dune，图 8—5）、抛物线形沙丘（parabolic dune，图 8—6）和金字塔形沙丘（pyramidal dune）。由上述简单沙丘可以组合出多种地貌形态（图 8—7），如梁窝状沙丘（grated dune）、格子状沙丘（trellis dune）、蜂窝状沙丘（honeycombed dune）、横向新月形沙链和纵向沙垅（longitudinal dune）。各种形态的沙丘见表 8—2 和图 8—8。

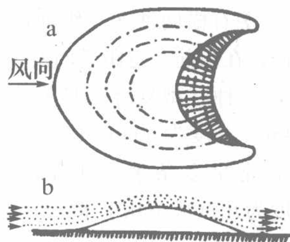


图 8—5 新月形沙丘

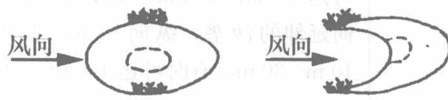


图 8—6 抛物线形沙丘

表 8-2　沙丘类型及其特征

类型		主要特征
简单类型	新月形沙丘	单风向作用的产物，平面形状如新月，故名。沙丘的尖角状两翼顺风向延伸，在纵剖面上有两个不对称的斜坡：迎风坡凸出而平缓，坡度一般在 10°～20°；背风坡凹而陡，坡度在 28°～33°。新月形沙丘的高度小，很少超过 15 m，宽 100 m～300 m。新月形沙丘常是移动沙丘，但当沙丘含水较多或被植被覆盖时，也可以成为半固定甚至固定沙丘
	抛物线形沙丘	单风向作用形成的，平面形态亦呈弧形，但与新月形沙丘不同，其两翼指向来风方向，迎风坡平缓而凹进，背风坡陡而凸出，平面上看似一条抛物线。高度一般为 2 m～8 m
	金字塔形沙丘	风力相近的多风向共同作用下形成，沙丘成角锥体状，具有 3 个或 3 个以上的棱和棱面，棱面为三角形斜面，每一个棱面代表一种风向。沙丘顶尖，高度一般为 50 m～100 m
复杂类型	梁窝状沙丘	由隆起的沙梁和半月形沙窝相间组成的沙丘。它是在两个风力不等、风向相反并有草丛或灌木生长的条件下形成的
	格状沙丘	当两个风力不等、风向成大角度或正交的情况下形成，主风形成主梁，次风形成次梁，主梁和次梁分隔着丘状洼地，形似格状，故名
	蜂窝状沙丘	当多个风力相近、风向不同的风作用下，形成很多圆形或椭圆形沙窝和它们周围的沙埂组成的沙丘，称为蜂窝状沙丘
	新月形沙链	在沙源供应丰富的条件下，新月形沙丘连接成链形，其延伸方向与风向垂直，故也称为横向新月形沙丘链。其高度一般为 10 m～30 m，长达几百米至几千米
	沙垄	沿一个方向延伸的沙质高地，称为沙垄。沙垄有横向沙垄和纵向沙龙。前者是风沙向前运动时，受山体阻碍，搬运力降低，在山前一定距离内发生堆积，形成与风向垂直的横向沙垄，这种沙垄实际上是一种巨型复合新月形沙丘链，长度可达 10 km～20 km，宽度可达 1.5 km～3 km，高度为 50 m～100 m。后者为顺风向延伸的沙垄，纵向沙垄，它波状起伏，常呈多条平行排布，高度一般为 10 m～30 m，有时可达 100 m～200 m，长度为几百米至几千米

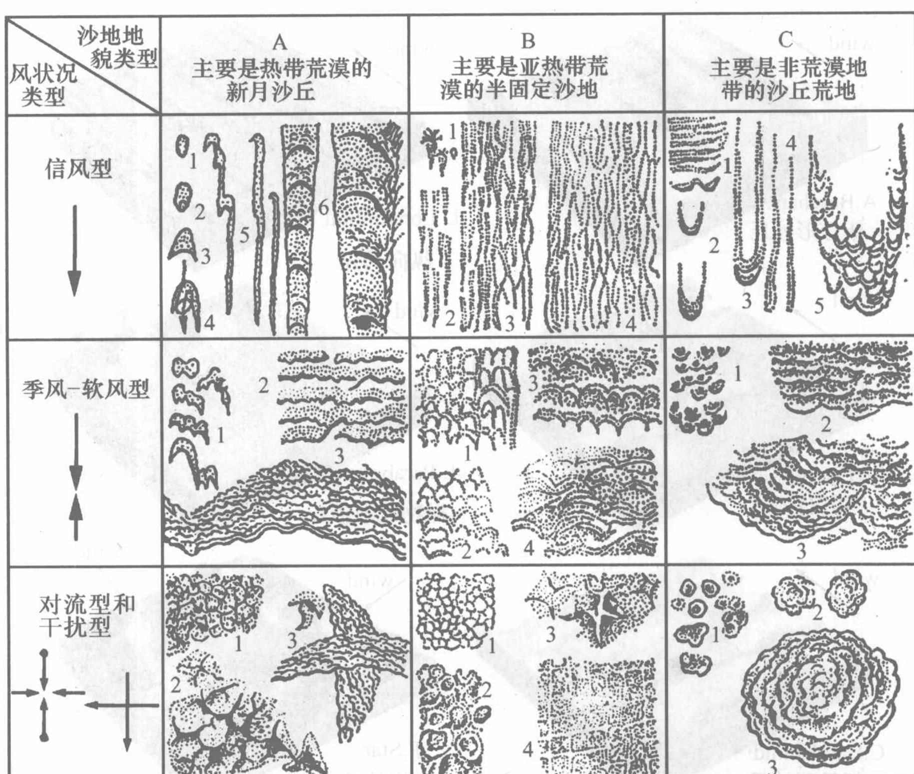


图 8－7　风积地貌类型（据 Б. А. 费道洛维奇）

A. 新月形沙丘（主要分布在热带荒漠区）：

信风型：1. 沙饼；2. 雏形新月形沙丘；3. 对称新月形沙丘；4. 不对称新月形沙丘；5. 纵向新月形沙丘；6. 复合纵向新月形沙丘。

季风－软风型：1. 成组的新月形沙丘；2. 单个的新月形沙丘链；3. 复合新月形沙丘链。

对流型和干扰型：1. 圆凹斗状新月形沙丘；2. 金字塔形新月形沙丘；3. 交错的复合新月形沙丘

B. 半固定沙丘（主要分布于亚热带荒漠区）：

信风型：1. 草丛沙堆和灌丛堆；2. 小沙垄；3. 纵向沙垄；4. 大小相同的沙垄。

季风－软风型：1. 沙地；2. 梁窝状沙地；3. 草耙形横向沙垄；4. 不对称横向沙垄。

对流型和干扰型：1. 蜂窝状沙地；2. 大型蜂窝状沙地；3. 金字塔形沙丘；4. 格状沙地

C. 丘状沙丘（非荒漠地带）：

信风型：1. 海滨沙堤；2. 抛物线沙丘；3. 发针形沙丘；4. 双生纵向沙垄；5. 复合抛物线沙丘。

季风－软风型：1. 半圆形小沙丘；2. 半圆形大沙丘；3. 半圆形复合沙丘。

对流型和干扰型：1. 单个小环状沙丘；2. 成组的环状沙丘；3. 复合同心圆沙丘

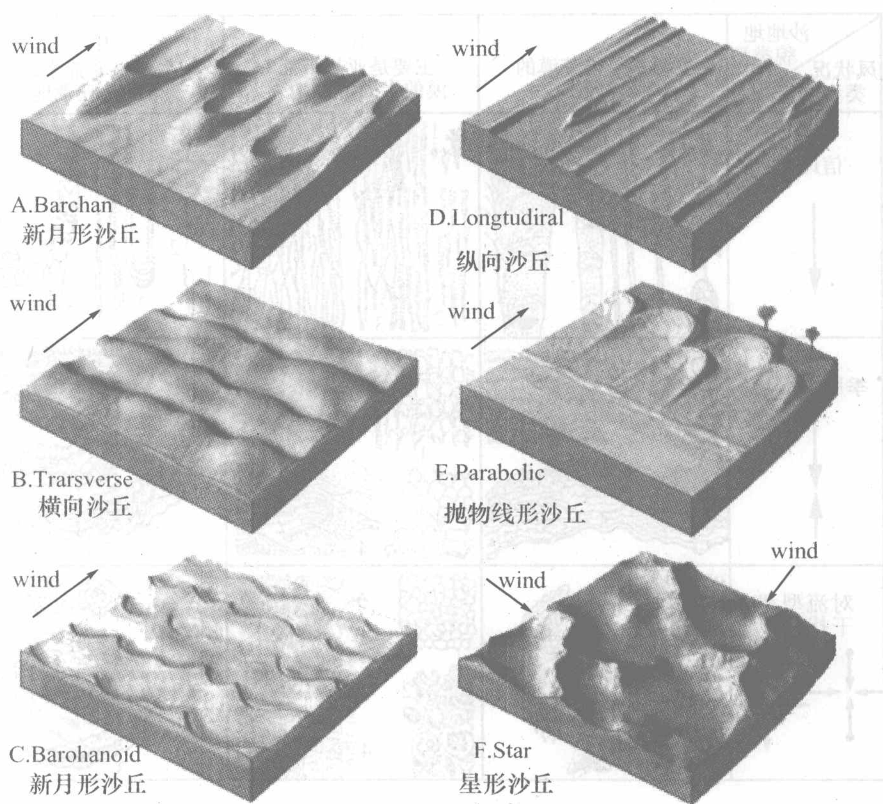


图 8-8 各种类型沙丘示意图

根据沙丘的移动性，可将其划分为流动沙丘、半固定沙丘和固定沙丘等。

①流动沙丘：地面缺少植被，其位置在不断地发生变化的沙丘，称为流动沙丘。在沙漠里，一般以这类沙丘最普遍。

②半固定沙丘：沙丘分布区生长有喜湿而抗风强的植物，致使风沙运动受到阻碍，沙丘的移动能力减弱，这类沙丘称为半固定沙丘。随着条件的改变，半固定沙丘可以向流动沙丘转化，也可以向固定沙丘转化。

③固定沙丘：地面大部分为植被覆盖，植物不仅生长在沙丘的背风面，而且也生长在沙丘的迎风面，覆盖率在30%以上，致使沙丘的运动几乎完全被禁止，沙丘的位置基本上是固定的，这类沙丘称为固定沙丘。

8.4 黄土及黄土地貌

8.4.1 概述

国内外对于黄土及黄土状岩石的分析研究，不论是地质的、地理的、土壤的还是工程等方面的都已有数十年之久，但对黄土的认识仍存在很大的分歧。一般来说，最早、最广

泛流行的黄土定义大致是："黄土由黄灰色或棕黄色的尘土和粉砂细粒组成，质地均一，用手搓之成粉末，含有大量钙质结核，具有多孔性和显著垂直节理，无层理。黄土本身在干燥时甚坚固，但遇浸湿和流水，通常容易剥落和遭受侵蚀等。"这个定义是定性的，不能把黄土和黄土状岩石区别开来。

首先把黄土与黄土状岩石明确区别的是苏联学者 B. A. 奥勃鲁契夫（Обручев），他从结构粒度、产状分布规律、化石、厚度等方面将它们区别开来，同时还把黄土分为冷性黄土和暖性黄土两类，对研究黄土物质的来源和成因具有重要意义。冷性黄土的分布与冰川有关，在冰川覆盖地区由于气流长期从冰川中心向外活动，从而把细小的物质带到冰川边缘形成黄土及黄土状岩石；暖性黄土则是由沙漠中的风沙向外长期吹扬所产生的，且总是分布在荒漠的边缘地带。

B. A. 奥勃鲁契夫对黄土的认识更加深入了一步，他所提出的标准从成因观点出发，肯定了黄土是风成的，而黄土状岩石不是风成的。这一指导思想虽然是以充分的事实为根据的，但这种划分仍然只是根据地理分布与少数指标作定性的区别，而没有进一步针对其物理化学性质作定量的区别。在《中国黄土及黄土状岩石》（中华人民共和国地质部水文地质工程地质研究所，1959）一书中，我国学者根据二者的外部特征、成岩作用程度、物质成分、物理性质及成因等特点半定量地将它们作了划分（表 8－3）。

黄土及黄土状岩石是第四纪半干燥气候条件下陆相沉积中非常广泛的一种沉积物。

一般所说的黄土（loess）是指原生黄土，原生黄土是由风搬运堆积而成，以粉沙堆积为主，质地均一，含钙质结核，无层理，大孔隙，有显著的垂直节理，是未固结的黄色堆积物。黄土形成后，受地面流水等的改造（侵蚀、搬运和再沉积等），形成略具层理的次生黄土，次生黄土也叫做黄土状土（loessal soil）或黄土状岩石（loesslike sediment）。

黄土在陆地上占有很大面积，就世界范围看，黄土分布有两个主要的特点：

①在南北半球的中纬地带，分别呈断续的条带状分布。

②分布在大陆内部，主要在温带荒漠和半荒漠地区的外缘或者古代冰川区的边缘。

黄土的生成及保存与气候有密切关系（图 8－9）。黄土厚度在世界各地变化很大，根据凯哈克（K. Keilhack）粗略估计，平均至少在 10 m 左右，其全部体积约有 13×10^{13} m³。

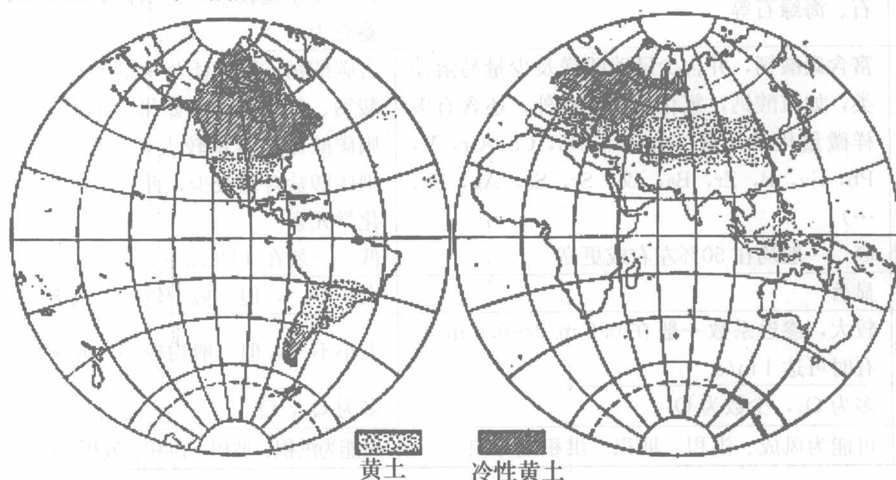


图 8－9　世界黄土分布图（K. 凯哈克，1920）

我国的黄土及黄土状岩石较世界任何国家的分布面积都要大，而且具有很大的厚度。虽然由于人们对于黄土概念认识不一，在地理分布上也存在着一些争论，但总的来说，我国黄土基本上有两个主要分布地带：一是秦岭—大别山以北，逐渐与沙漠过渡的广泛暖型黄土区；二是零星分布在青藏高原边缘的冷型黄土区。后者虽然还存在着一定的争论，但近来在南水北调和其他野外队积极考察下，已发现至少自元谋到松潘的东南边缘弧形地带肯定有冷型黄土或黄土状岩石分布。

表 8-3 黄土及黄土状岩石的特征

特点＼名称		黄土	黄土状岩石
外部特征	颜色	黄色为主，如灰黄色、褐黄色等	黄灰色、浅棕黄色或暗灰褐黄色
	结构	无层理，有肉眼能见的大孔隙，孔隙直径大于0.5 mm的估计有50%以上，并常见由生物作用形成的管状孔隙，其中填充有钙质、泥质等物质	有层理，或由较粗颗粒成分（如粗砂、砾石等）夹层构成，或由粉土及黏土薄层的互层构成，可有大孔，但孔的直径多在0.5 mm以上，数量较少，有时不见大孔构造
	产状	常呈垂直陡壁（大于70°）；垂直节理发育	呈垂直陡壁，亦有垂直节理，但节理发育不深，垂直陡壁较不稳定，有时呈较缓的坡（45°～70°）
	组织	较松，易被揉碎，但较均一	较紧密，不易被揉碎，质地较不均一
成岩作用程度		较低（岩性松软），细粒结构，但具有胶结性	有时成岩作用较高（岩性较坚硬），但若为最新沉积，则成岩作用程度有时很差，且非常松散
物质成分	机械成分	粉土颗粒（0.05 mm～0.005 mm）含量高，一般在60%以上，大于0.25 mm的颗粒含量接近于零，其中粗粉土（0.05 mm～0.01 mm）大于50%	粉土颗粒含量与黄土相同，但有时含0.25 mm的颗粒，或小于0.005 mm的颗粒含量较多，且大于20%，其中粗粉土（0.05 mm～0.01 mm）的含量则小于50%
	矿物成分	粗粒矿物以石英、长石、云母为主，含量大于60%黏土矿物有伊利石、高菱石、蒙脱石、海绿石等	粗粒矿物以石英、长石、云母为主，含量较低，在50%以下，有时云母含量较多，黏土矿物含量也较多，仍以伊利石、蒙脱石、高菱石为主
	化学成分	富含碳酸钙，并含少量碳酸镁及少量易溶盐类，如硫酸钙，氯化钠等，此外，还含有多样微量化学元素（如Mo，Ti，Co，Cr，V，Pb，Ga，B，Zr，Ba，Be，Sr，Sc，Ag，Sb，…）	含碳酸钙、碳酸镁及少量的易溶盐类，如硫酸钙、氯化钠等。如果是时代较老的沉积，则碳酸盐类含量较大，如果是最新的沉积，则碳酸盐含量较少，此外，也含有多种微量化学元素
物理性质	孔隙度	高，一般均在50%左右或更高	低，一般在40%以下
	湿陷性	显著	大小不一，但一般均较小，或无湿陷性
	渗透性	较大，渗透系数一般在0.6 m/d～0.8 m/d，有时可达1 m/d	大小不一，但一般均较小，或无湿陷性
地质年代		多为Q_3，少数为Q_4	多为Q_2，Q_1
成因		可能为风成、洪积、坡积—洪积或冲积	可能为洪积、坡积—洪积、残积、坡积以及冲积

（根据《中国黄土及黄土状岩石》一书编成）

黄土是地球上分布最广的第四系沉积物之一，面积可达 $1300\times10^4\ km^2$，约占大陆总面积的 9.3%。中国黄土分布面积约为 $44.068\times10^4\ km^2$，占中国陆地总面积的 4.4%，次生黄土覆盖面积为 $20\times10^4\ km^2$，占全国陆地总面积的 1.9%。中国黄土主要分布于秦岭、祁连山、昆仑山一线以北，尤其是黄河中游地区最为发育（图 8－10）。

按黄土的生成时代可以划分为午城黄土、离石黄土、马兰黄土及全新世黄土。

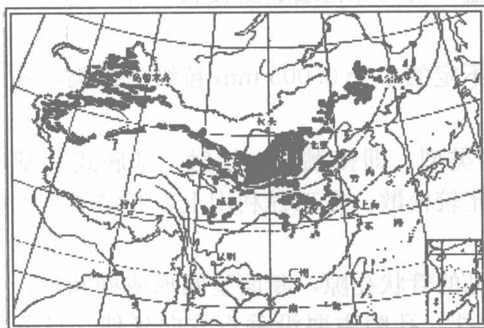


图 8－10　中国黄土的分布（据刘东生）



图 8－11　Mississippi 河谷东边靠近英国 Chester 的黄土沉积的边坡失稳

由于黄土的湿陷性，往往导致地基沉陷、边坡失稳（图 8－11）及渗漏等地质灾害；此外黄土区的水土流失也已成为另一重要的地质灾害。因此，研究黄土具有重要的现实意义。中国政府在 20 世纪八九十年代投入巨资对黄土进行研究，取得了一系列可喜的成果。

8.4.2　黄土的基本特征

黄土颜色为灰黄色、浅黄色或黄红色；质轻稍具有粘性，用手搓之易破碎，有粉末状感觉，含 Ca 质，颗粒大小在粗亚粘土及细亚粘土之间；孔隙性大，有垂直节理及裂隙；一般不具层理；遇水具有湿陷性。不完全具备以上特征性质与黄土相近者，称为黄土状岩石。

黄土以粒径为 0.05 mm～0.005 mm 的粉砂为主，含量大于 50%，其中又以粒径为 0.05 mm～0.01 mm 的粗粒、粉砂居多，含量约为 30%～60%。黄土中还含有少量的细砂和黏粒，前者粒径为 0.05 mm～0.25 mm，后者粒径为小于 0.005 mm。

黄土的厚度在我国一般较大，最大者在陕北、陕东一带，厚可达 70 m～80 m，局部地方可以超过 100 m，一般厚度为 30 m～40 m，有时只有 10 余米。

黄土的矿物成分复杂，多达 60 余种。中国黄土中计有石英、正长石、斜长石、微斜长石、白云母、方解石、白云石、石膏、辉石和闪石等，其中以石英最多，占 50%以上，长石次之，约占 20%，云母占第三位。

黄土的化学成分以 SiO_2（大于 50%），CaO（10%～20%）和 Al_2O_3（8%～15%）为主，其次是 Fe_2O_3（4%～5%），MgO（2%～3%）和 K_2O（2%）等。

由黄土的粒度成分可以看出，它是由碎屑和基质两部分组成的，碎屑部分一般以粉土为主，基质则主要为粘土。黄土的碎屑颗粒大多呈棱角、半棱角的外形，但不同矿物成分

的颗粒形态仍有差异。例如，石英颗粒大多呈尖锐棱角的外形，少量具有细微的裂纹，而长石一般呈半棱角至滚圆状，原生的方解石颗粒的滚圆度远比其他颗粒好。这种差异主要是由矿物硬度引起的，即硬度大者磨圆差，硬度小者磨圆好。同一种矿物成分的碎屑，其颗粒形态又随直径的大小不同而变化，颗粒粗的磨圆好，颗粒细的磨圆差。电镜扫描揭示风成黄土中的石英颗粒表面一般很少出现像沙丘沙所具有的那种机械破损现象，棱角磨损很弱，但有溶蚀痕迹，大部分表面有硅酸覆盖，仅局部粒端显露板状节理。这些特点的产生主要与黄土物质的搬运方式和环境有关。

黄土的基质主要是粘土，此外还有比例不定的小于 0.005 mm 粒级的盐类物质，主要是碳酸盐。

按碎屑与基质的关系可划分为三种胶结类型，即接触式、接触－基底式和基底式三种，其中以最后一种的固结较好，前两种则比较松散。在工程利用上，胶结类型的分析是一个值得注意的问题。

黄土中普遍发育的是具有良好的肉眼可见的管状孔隙，断面呈圆形或椭圆形，孔壁由粘土构成，孔内大都填充有不同数量的碳酸盐。孔隙主要沿垂直方向延伸，且分布不均匀，但具有黄土时代越新孔隙越多、时代越老孔隙越少的规律性。黄土的另一个重要特征是垂直节理发育。垂直节理的产生，一方面由于在重力作用下，黄土内部出现水平张应力；另一方面黄土中众多的垂直裂隙，削弱了水平方向的结合力，因而沿垂直方向易于产生裂隙。

黄土虽不具层理，但剖面上具有明显的多个粗－细韵律。

黄土中古土壤发育，尤其是黄土高原南部区最为发育，多达数十层。古土壤呈红褐色，具有明显的粘化层和碳酸钙淀积层，风化强，陆生动植物化石丰富，是温湿条件下风成黄土的风化之产物。

8.4.3 黄土地貌

在规模巨大的黄土高原、黄土平原和黄土丘陵上还发育着各种次一级的地貌类型，按成因可以划分为黄土侵蚀地貌和黄土溶蚀地貌两种基本类型。

8.4.3.1 黄土侵蚀地貌

按形态划分，黄土侵蚀地貌可包括沟壑地貌和沟间地貌两种类型。

(1) 沟壑地貌。在侵蚀的初期阶段依次形成以下几种沟谷形态（图 8-12）。

①细沟（rill）：当坡面上水流增大时，片流逐渐演化成股流，将坡面侵蚀成大致平行的细沟。细沟的宽度一般不超过 0.5 m，深度约为 0.1 m～0.4 m，长度为数米至数十米，横剖面呈“V”字形，沟底坡度没有明显的转折。

②切沟（dissected valley）：细沟进一步发展，下切加深，形成切沟。切沟的宽度和深度均可达 1 m～2 m，长度可超过几十米。切沟的纵剖面坡度和横剖面坡度均不一致，沟床多陡坎。

③冲沟（gully）：切沟进一步下切侵蚀，其纵剖面呈一下凹的曲线，与凸形的斜坡剖面决然不同，这种沟称为冲沟。冲沟的沟头和沟壁都较陡，规模也较大，长度可达数千米至数十千米，深度可达数十米至百米。

④坳沟（clough）：冲沟进一步发展，沟床纵剖面的坡度逐渐变缓，沟底平坦并沉积了较厚的堆积物，成为坳沟。坳沟比较稳定，一般情况下不会加深，由于沟底宽、沟壁缓，常开垦成耕地。当沟床达到潜水面时，开始接受地下水的补给，成为溪流。

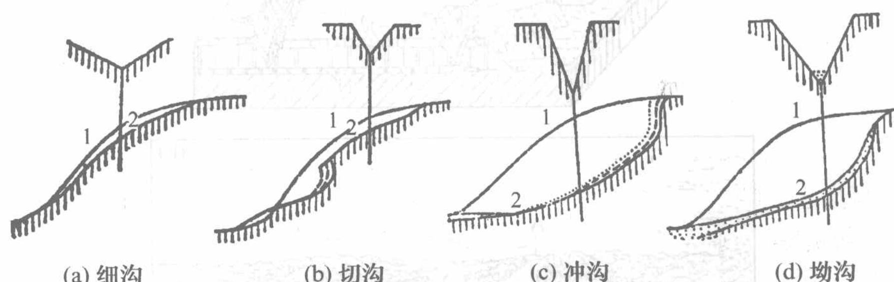


图 8-12 黄土沟谷的发育阶段

1. 坡面地形线；2. 沟底地形线

（2）沟间地貌。黄土沟间地貌主要有塬（loess tableland）、墚（loess flat-topped ridge）和峁（loess replat）（图 8-13、图 8-14），它们是黄土高原上的平缓地面经水流切割侵蚀后的残留部分。当古地貌是平缓的盆地或微倾斜的平原时，其上堆积的黄土则形成宽广而平坦的黄土塬区，当黄土遭受侵蚀后，沟间黄土侵蚀微弱，仍保留着大面积的原始黄土地面，称为黄土塬。在波状起伏的丘陵地带上堆积的黄土，其地面也随基底起伏而起伏，后期侵蚀沿负地形发展，而沟间则残存长条形的墚和块状的峁。

8.4.3.2 黄土的溶蚀地貌

由于黄土中含有较多的易溶性盐类，并具有大量孔隙和节理，为地下水的化学溶蚀作用创造了条件，强烈的溶蚀作用在黄土区形成一系列与岩溶地貌类似的地貌形态，如黄土碟（loess pod）（8-15）、黄土陷穴（loess sinkhole）（图 8-15、图 8-16）、黄土陷沟（图 8-15、图 8-16）、黄土井（loess well）、黄土桥（loess naturalbridge）及黄土柱（loess column）等。

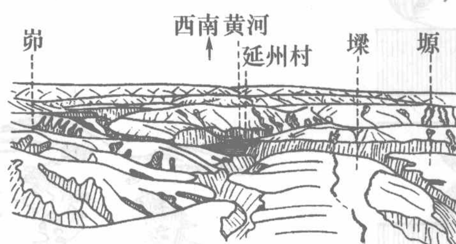


图 8-13 陕北黄土高原侵蚀地貌（据陈述彭）

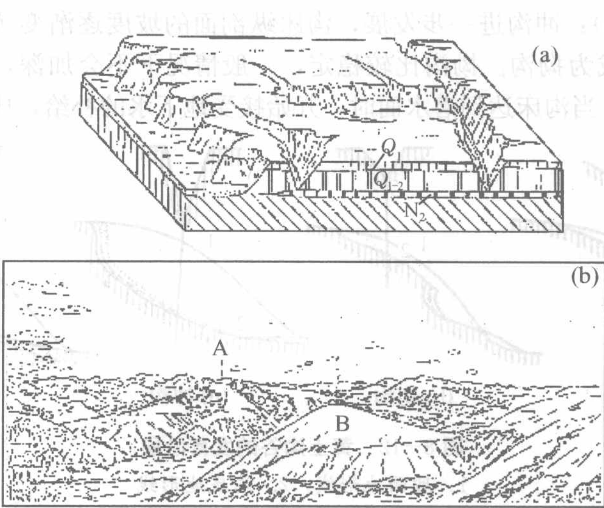


图 8-14　**黄土主要地貌（引自北京大学、北京地质学院，1978）**

(a) 黄土塬（为黄土谷沟切割）；(b) 黄土梁（A）、崩(B) 及黄土沟谷和丘陵；
N_2—上新世三趾马红土；Q_{1-2}—午成黄土、离石黄土；
Q_3—马兰黄土

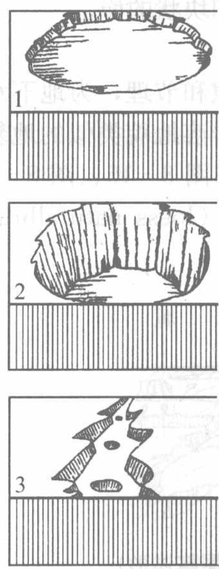


图 8-15　**黄土溶蚀地貌**

1. 黄土碟；2. 黄土陷穴；3. 黄土陷沟



图 8-16　**黄土冲沟的陷穴**

8.4.4　**黄土的成因**

我国黄土的成因问题，从很早以前就引起了中外学者们的极大兴趣，各学派之间开展了热烈的争论，但至今为止，意见尚未统一。针锋相对的主要学派是风成说和非风成说

（如洪积说、残积土壤说等），其中以风成说最为普遍。我国绝大多数地质学家、土壤学家、地理学家都积极支持风成说。这里，我们仅就几个重要的学派简单介绍如下：

8.4.4.1 风成说

F. V. 李希霍芬和B. A. 奥勃鲁契夫最早主张我国黄土是风成堆积的，他们认为，风的吹扬搬运了沙漠地区的粉砂在黄土高原地区堆积而形成黄土。其主要根据是：在广大范围内黄土的特征都很相同，无大差别，其颗粒成分自北向南，沿主要风向逐渐由粗变细。

奥勃鲁契夫反对黄土起源于内陆各个孤立盆地及其附近的看法，也反对黄土是本地的风和水的形成物。他认为我国黄土全部都是由风自中亚西亚地区带来的风积物，他的依据是：中亚在第三纪时是一个巨大的草原，上面零星分布着小型湖泊，到了第四纪初，在冰川时期，很多地方都造成了高峻山脉，覆盖着雪和冰川，南北山脉使本区不受海洋的影响，变成了巨大的内陆凹地，气候干燥，植物难以生长，风化作用和吹蚀作用获得了空前的发展，结果使这个地区变成了巨大的粉砂制造厂。在强烈的常向离风的作用下，大的砂粒在内陆沉积，形成了荒漠，小的粉砂被搬运到荒漠边缘，就形成了华北、南山斜坡，甚至更西的昆仑山斜坡的黄土层，他还认为由风从中亚搬运而来的粉砂形成黄土的过程一直继续到现在，只不过目前规模变小了。另外，他也认为成土作用在黄土形成过程中有一定的作用。

我国学者冯溶之是风成说者的积极拥护者，但反对在黄土生成时期气候是极端寒冷而干燥的看法。他认为，应该将风蚀区与沉积区分开，风蚀区为干燥的大陆性气候，草类稀少，土壤易被风蚀和搬运，沉积区的气候则是较湿润的草原或干旱草原。

黄秉维也肯定认为我国的黄土是风成的，但他指出在黄土堆积时的自然地理面貌是：地形和水系大体上业已形成，气候干燥而寒冷，降雨量比现在小，水力侵蚀甚弱。

此外，我国学者杨钟健、裴文中、熊毅、刘东生、朱显谟等也主张我国黄土是风成的。风成说的根据是：①在同一地区内高山与低地均有分布；②厚度大，无冲积层次；③螺类化石均属现代种；④地形发育上下层位比较相当；⑤粉砂占绝对优势，无粗砂与细砾；⑥有荒漠中心及冰川前缘向外分选的现象；⑦矿物成分以石英和长石为主；⑧矿物颗粒为尖棱状；⑨含有钙质结核，但其含量与大小各地不同。

风成学说，强调了我国黄土在形成过程中，是以风的作用为主要的。这一学说，无论在理论上和实际上，都有一定的依据。但是，根据很多科学工作者的观察和研究，中国黄土的某些特性并不像风成说者所指的那样，其中某些特点仍有修改的必要。

8.4.4.2 水成说

（1）洪积说：该学说的学者认为，在广大地区内分布的黄土是洪积作用所形成的，自中国西北向东是一个洪积平原，而黄土物质来源于本地及附近地区。在黄土形成过程中，搬运和堆积黄土的介质是以水的作用为主，风从外地吹来一部分物质，但立刻就会参加到黄土由水侵蚀与形成的过程中。

1903年，苏联学者A. П. 巴甫洛夫在他的《论土尔克斯坦和欧洲的黄土》一书中谈到："我不否认在这一缺少灌溉的、夏天炎热的地区内风所起的重要作用，另一方面我应该指出，就我所看到的土尔克斯坦的黄土类型来说，风仅仅起了个次要作用。这个黄土之大量发育，应归功于水，而不是风……经过山谷流向平原的暂时水流的搬运而分布在平原

上的矿物堆积应该单独归之为一个特殊类的成因类型，这种类型最好称为洪积物。”

根据巴甫洛夫的意见，土尔克斯坦的黄土乃是洪积成因，从而他对亚洲黄土的风成成因开始怀疑了。

我国学者杨杰在研究了我国北方黄土之后，他肯定地认为黄土是标准的水成沉积。张宗祜在研究了我国陇东黄土之后，他认为我国黄土的主要来源是附近区域，局部的是风所吹扬的粉砂物质，而改变着这些物质的内部性质和特征的是内部环境的因素，同时他在结论中已经肯定地认为黄土大部分是洪积成因。

（2）坡积-洪积说：苏联地质学家 B. H. 帕甫林诺夫在西北黄土地区进行了野外观察后，认为都不能给予中国黄土的成因问题以彻底的解答，并认为仅仅从不同岩性上、矿物质上甚至物理机械分析上进行工作，而没有在任何黄土广泛分布及其产生的当地进行地质研究，也不能对黄土的成因提供确切的资料。他根据山陕是黄土高原地区的特点，列出下列几点是中国黄土形成的主要因素：

①在广阔的缓坡上或平地上的地形，对细粒尘土状物质的堆积特别有利。

②气候条件有利于厚层的、性质一致的沉积物进行堆积，同时可使它大大改变。

③有形成黄土的母岩，它是正在被破坏的、厚度小的、性质大体一致的基岩。

④黄土状物质堆积地区的特殊水文地质条件及水文条件，它们在漫长的地质时期中促成了黄土的特殊性质的形成。

⑤地表广大地区新构造运动的独特方向，使得物质不断地自山岭破坏地区向物质沉积与改造地区移动。

⑥黄土层的原生沉积形成地区的特殊古地理环境，决定了物质进入不仅是通过水的作用，而且也是由于风的作用的结果。

根据以上的论证，B. H. 帕甫林诺夫认为，中国山陕高原的黄土是由于洪流及坡流（细流）对山上碎屑物质搬运至山前堆积而成，河流及山顶的黄土则是由于冲积及残积物表面的“烘干”成土和风化作用形成的。由此可见，B. H. 帕甫林诺夫主张用坡积-洪积说来解释中国山陕黄土的成因。

（3）土壤残积说：此学说是 Л. C. 贝尔格所创立的，其中心内容在于，阐述风化作用在黄土形成过程中所起的作用。他认为黄土和黄土状岩石的一切特征都是经过如下作用的。

①特殊的黄土化作用：这种作用又是在干燥气候下的风化作用和土壤形成作用的变态，该作用的发生，必须具备下述条件：a. 有细质岩石存在，主要是亚粘土质成分；b. 在原生岩石中含有定量的碳酸岩盐类，含有大量的硅酸铝；c. 原生岩石的透水性高。

②硅酸铝的分解作用：引起新矿物的生成、硅酸块和钙块胶体的凝结、碳酸钙对岩石颗粒的胶结、在颗粒周围钙质结皮的形成等。岩石原生层理发生破坏，孔隙度增大，岩石具有粉状成分、石灰质的增强以及沉积性等。

从以上所述不难看出，无论是水成说或土壤残积说，都否认了在黄土形成过程中风所起的主导作用。这些学说也当然有其一定的道理。黄土的成因问题是一个争论最久、最激烈的问题。

9 海岸地貌及其相关堆积

海洋是地球上最大的水体，也是最大的沉积盆地，地球表面大约 2/3 为大洋水体所覆盖，海水的平均深度为 3749 m，对地球环境和气候有重大影响。世界海岸线的长度约为 44 万千米。我国有大陆海岸线 1.8 万千米，加上沿岸 5000 个岛屿的 1.4 万千米海岸线，共有海岸线 3.2 万千米。沿岸地貌、新构造运动和沉积物多样，滩涂有丰富海产，水下有矿产和石油资源。海岸带同时又是地球上最易受到地质灾害侵害的地带之一，2004 年 12 月 26 日发生在印度洋的海啸，造成沿岸地带 17.5 万人丧生和财产损失逾百亿美元。

海岸带是海洋与大陆两大不同属性的地貌单元相互连接的地带，又可称为海陆交界带或水陆交界带。尽管海洋与大陆的地理要素和地理过程存在明显差异，但各种环境要素和各种资源构成了一个有机整体，形成一个特殊的海陆作用地域系统——海岸带地域系统。

塑造海岸线的主要地质营力是波浪、潮水和海浪。海岸线的变迁主要受新构造运动、海岸岩土体的性质、水动力条件和频率等因素控制。海岸地带受风浪、沿岸海水流动、潮汐和生物、气候、入海河流等因素的作用，在地壳构造运动及岩性的共同影响下形成的地貌，称为海岸地貌（图 9－1）。根据作用于海岸的营力，可以将海岸地貌分为以波浪作用为主的海岸地貌、以潮水作用为主的海岸地貌和以生物作用为主的海岸地貌。



图 9－1　美国加利福尼亚州圣地亚哥附近的高海岸地貌

9.1　以波浪作用为主的海岸地貌

海岸带分为现代海岸带和古代海岸带。古代海岸带又分为上升的古海岸带（被抬升到海水面以上）和下沉的古海岸带（沉没于海水面以下）（图 9－2）。

海岸带由海岸、潮间带及水下岸坡三部分组成（图 9－2）。

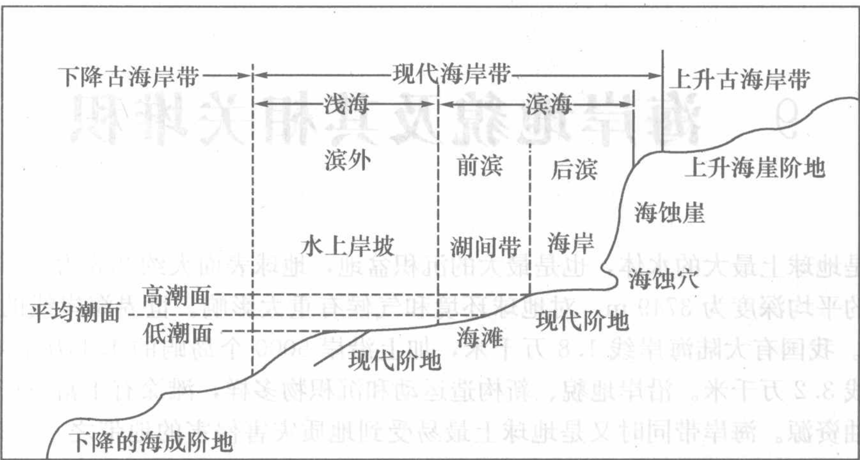


图 9－2　海岸带地形结构图

（1）海岸：它是指高潮线以上狭窄的陆上地带，其陆上界线是波浪作用的上限。

（2）潮间带：它是高、低潮海面之间的地带，高潮时为海水淹没，低潮时则露为陆地（滩涂）。

（3）水下岸坡：它是指低潮线以下到波浪有效作用于海底的下限地带，其下界约相当于 1/2 波长的水深处。

上述三个部分，在发展过程中是相互联系的统一整体。

海岸带地貌组合如图 9－3 所示。

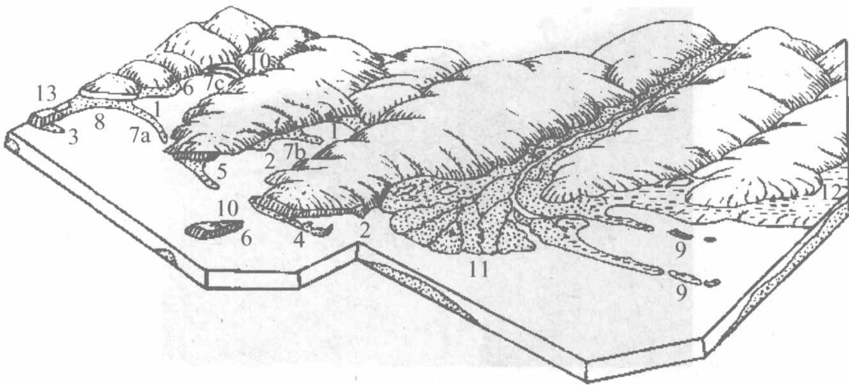


图 9－3　海岸带地貌组合略图（引自王飞燕《地貌学与第四纪地质学》，1991）

1. 海滩；2. 角滩；3、4、5. 沙嘴；6. 环状沙坝；7. 拦湾坝（7a. 湾口坝，7b. 湾中坝，7c. 湾内坝）；8. 连岛坝；9. 离岸坝；10. 泻湖；11. 三角洲；12. 泥滩；13. 陆连岛

9.1.1　海蚀作用与海蚀地貌

9.1.1.1　海蚀作用（marine erosion）

波浪侵蚀作用在基岩海岸最明显，它通过冲刷、研磨和溶蚀作用使海岸线逐渐后退。基岩岸的水深大，外来的波浪能直接到达岸边，将大部分能量消耗在对岩壁的冲击上。波

高 6 m、波长 50 m 的波浪，对岩壁的压力达 4800 MPa/m²。波浪水体的巨大压力及被其压缩的空气对岩石产生强烈的破坏（冲刷作用），尤其是裂隙、节理发育的层状岩石。被波浪破坏下来的岩屑砂砾随波浪运动反过来研磨基岩（磨蚀作用），加大了海蚀作用的速度。海水对岩石、矿物的溶蚀能力（作用）比淡水强。除了对碳酸盐岩快速溶蚀外，海水对玄武岩、正长岩和角闪石、黑曜石等的溶蚀速度比淡水大 3 倍～14 倍。石英在微碱性（pH：7.5～8.4）的海水中具有较高的溶解度，使含有石英矿物的基岩易于溶蚀破坏。

9.1.1.2　海蚀地貌

海蚀地貌发育在岩岸突出的海岬和基岩岸段。主要有海浪冲蚀引起重力崩塌形成的海蚀崖及海岬处海蚀崖遭受波浪冲蚀后退的过程中遗留下的海蚀桥和海蚀柱。海蚀崖上常有海蚀穴，它是古海平面的高潮面位置的重要证据。海岸后退形成的海浪冲蚀水下基岩平台称波切台，它上升后成为海蚀阶地（图 9－4）。海蚀地貌形态主要有以下几种（图 9－5）。



图 9－4　沿 California 海岸上升的海蚀阶地(波切平台)

（1）海蚀崖（marine cliff）：波浪打击海岸主要集中在海平面附近，使海岸形成凹槽，凹槽以上的岩石悬空，当波浪继续作用时，悬空的岩石就会崩塌，促使海岸步步后退，从而形成陡立的海蚀崖。旅顺口外的峭壁、山东半岛险峻的成山头、黑岩峥嵘的马山崖以及崂山头的峭壁悬崖都是这样形成的。

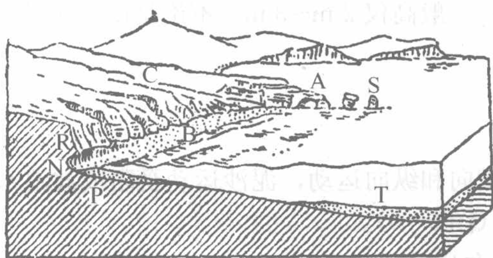


图 9－5　海蚀地貌形态（据 E. Raisz）

N. 海蚀穴；R. 海蚀崖；P. 海蚀台（波切台）；A. 海蚀拱桥；S. 海蚀柱；B. 海滩；T. 水下堆积阶地（波筑台）；C. 海蚀窗



图 9－6　岛状海蚀拱桥

（2）海蚀台（ocean-erosion platform）：在海蚀崖不断后退的同时，海蚀崖前会出现一个不断展宽、微向海洋倾斜的平台——海蚀台（也称为浪蚀台或磨蚀台）。中国沿海一

带常常可以看到过去的海蚀台，现在高出于海面以上二三十米，如山东的荣成市，福建的漳州、厦门，广东的雷州半岛等地沿海，都有高出海平面20米左右的海蚀平台，这种地形是海岸曾产生过构造上升的佐证。

(3) 海蚀穴（Ocean-erosion concaved wall）：在海蚀崖坡脚处形成的凹槽，称海蚀穴，深度较大者称为海蚀洞（Ocean-erosion cave）。当岩石裂隙被水挤进并压缩洞中的空气使其扩张时，还可以击穿海蚀洞顶，从而形成海蚀窗。浙江普陀山的潮音洞、梵音洞、洛伽洞等，都是比较著名的海蚀洞。当波浪在这些洞中进出时，往往会发出悦耳而富有韵味的声音，所以有"潮音"、"梵音"等雅称。

(4) 海蚀拱桥（ marine archway)：当波浪从两侧打击突出的岬角时，可在两侧同时形成海蚀洞，洞穴不断扩大，最后可贯通，形成海蚀拱桥（图9—5、图9—6、图9—7、图9—8)。福建笏石半岛和大练岛的海蚀穴和海拱石，就十分瑰丽奇特；葫芦岛附近突出的小海岬，远看形如象鼻；大连附近小平岛的海拱石，高潮时小船可以通过。

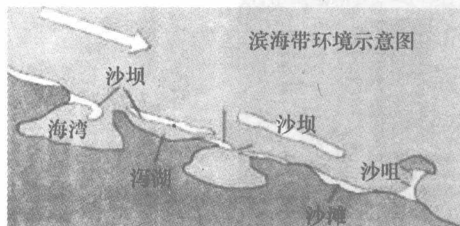


图9—7　岛状海蚀拱桥
(据 Matthew Flinderts)



图9—8　法国诺曼底海蚀拱桥及海蚀柱
(据大唐网)

(5) 海蚀柱（marine stack)：海蚀拱桥继续发展，可使拱桥顶板崩坍，在海蚀台上形成海蚀柱（图9—5、图9—8)。海蚀柱也可以在海蚀台被冲刷后退过程中，由海蚀台上较坚硬的蚀余岩体所组成。例如，在大连的黑石礁、青岛附近的石老人以及海南省亚三市的天涯海角等地都有海蚀柱存在。有的岩滩上，海蚀柱丛立如林，成为海上石林，如汕头的石岩滩和火烧岛的白沙尾等地。

侵蚀型淤泥质平原海岸较海蚀崖低得多，一般高仅2 m～3 m，不论是崖上还是平台上常有贝壳滩或贝壳堤。

9.1.2　海积地貌

海岸带的泥沙在波浪水流作用下，发生横向和纵向运动，泥沙运动受阻或波浪水流动力减弱时，会产生堆积，形成各种海积地貌（图9—9)。

9.1.2.1　泥沙横向运动（横向流）形成的堆积地貌

(1) 海滩（beach)：海滩是波浪作用下形成的最主要的堆积地貌之一，是泥、砂、砾被激浪流堆积在岸边而形成的向海微倾斜滩地。其上部在海面以上波浪作用所能达到之处，下部延伸到海面以下波浪破碎之处，位于高低潮位间的高能环境中。砾质海滩出现在较陡的岩岸，沙质海滩分布于平坦海岸，而泥质海滩发育在潮汐作用明显的滨岸或河口地段。泥滩高潮面及其附近以上只有特大高潮位海水才能淹没的地段称为湿地，其上生长大

量盐生植物，它是由堆积旺盛的潮滩扩大加高而成。海岸的湿地和潮滩（合称滩涂）是发展水产养殖的有利地带，也是环境保护对象。

近期对边缘波理论的研究，在更深层次上揭示了波浪动力作用与海滩性质之间的内在联系。边缘波是由两列不同频率的入射波之间的非线性作用下产生的另一频率的波，不同类型的边缘波，其影响形成的海滩剖面也不同。赖特和肖特（Wright and Short，1984）根据各种海滩水动力条件的差异和地貌发育特征，将海滩剖面划分为六种类型：消散性海滩，反射性海滩，沙坝-凹槽型海滩，韵律沙坝型海滩，横向沙坝裂流型海滩和脊-槽型海滩。

消散性海滩以平缓的滩坡为特征，在暴风浪期间，可形成1～2条沿岸沙坝（破波点坝）；而在涌浪期间，沿岸沙向陆迁移，可形成“涌浪剖面”形态。因此，这种海滩具有“暴风浪剖面”和“涌浪剖面”的季节性变化，如美国的西海岸和南澳大利亚的戈洛韦（Goolwa）海岸等。

反射性海滩的坡度较陡，如澳大利亚南部的布雷克肯（Bracken）海滩的滩坡为0.1～1.5，波浪直射滩面而不破碎，最后激散在滩面上，这种海滩的滩角发育良好。

在消散性与反射性海滩之间有四种过渡类型的海滩，沙坝-凹槽型（bar-trough）、韵律沙坝型（rhythmic bar-beach）、横向沙坝裂流型（transverse bar-rip）和脊-槽型（ridge and runnel）。这些海滩既有反射海滩的特征，又有消散海滩的性质，成为泥沙在破波点附近堆积的高能海滩和滩肩加积的低波能海滩的过渡类型。肖特（1980）在悉尼中沙滩上发现：波高大于2 m时，发育沙坝-凹槽型海滩；波高为1.5 m～2.0 m之间为韵律沙坝型海滩；波高为1 m～1.5 m之间为横向沙坝裂流型海滩；波高在1 m以下的情况下，则发育脊-槽型海滩。这些海滩随着波高的季节性变化，可以从一个海滩状态演变成另一个海滩状态。随着裂流和沿岸沙坝的变化，滩面地貌也随之改变，在韵律沙坝型和横向沙坝裂流海滩，裂流充分发展并控制了地貌的演变。

(2) 沿岸堤（coastal levee）：由海滩发育而成的平行海岸的垄岗状堆积体，属海滩上的次一级地貌，也称为滩脊。它是在开阔的岸段，激浪流在高潮水位线的堆积。沿岸堤可有数条，平行分布或相互叠置形成波状水上阶地。有宽阔的自由空间，泥沙供应丰富的岸段，沿岸堤发育较高大、较快。

(3) 滩角（beach cusp）：在潮差较小、波浪直射海岸的海滩水上部分，由一系列平行的、向海突出的三角形小沙脊和脊间的小湾组成的锯齿状堆积体系称为滩角。沙脊呈舌尖或角状，由粗粒物质组成，脊间弓形小湾由细粒物质组成。脊的长度为几米至几十米，高度为几厘米至一米多。在同一海滩上，滩角的距离基本相等，故滩角也称为韵律地形。

滩角的成因也有多种解释，有人认为它的形成与激浪作用有关，也有人认为与沿岸流的作用有关，还有人认为与裂流作用有关。

(4) 水下沙坝（sandbank）：在破浪带内的水下沙脊堆积体，其走向与海岸近于平行，这种堆积地貌称为水下沙坝。水下沙坝可有多条，其位置与波浪发生局部破碎处相当。水下沙坝在无潮或潮差小的海岸发育最好，其发育和演变与暴风浪作用有密切关系。在暴风浪向岸传播的过程中，在破波点附近常出现向海回流，在破浪处产生向岸向海水体与泥沙的相向运动，泥沙堆积在交汇点，从而形成沙坝。水下沙坝的向岸侧常发育凹槽，是波浪

（尤其是卷波）破碎时侵蚀而成的。当水下岸坡坡度为10‰~30‰时，最有利于水下沙坝的发育。

9.1.2.2　泥沙纵向运动形成的地貌

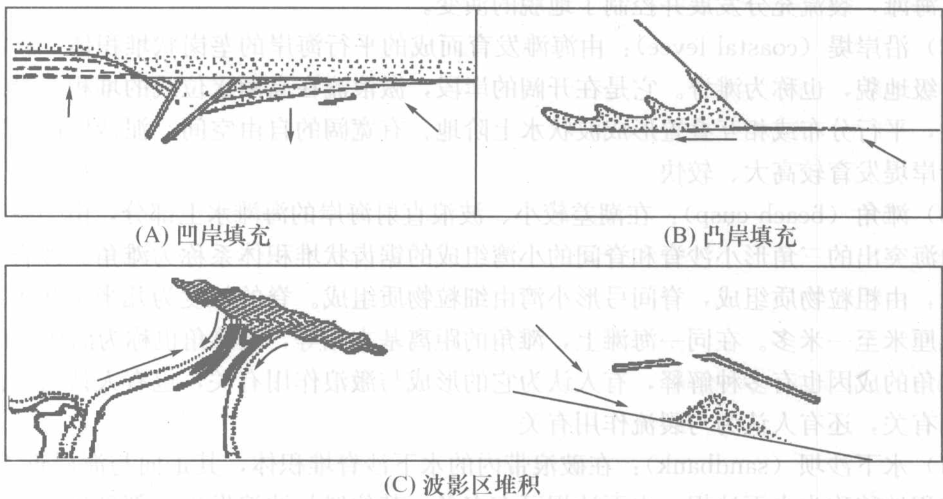
当波浪前进方向与海岸斜交时，波浪作用的退流方向与重力沿海底向海的切向分力的方向不在同一直线上，泥沙便沿着波浪退流与重力切分量的合力方向呈“之”字形的沿岸运动，称为泥沙纵向运动。当波浪方向与海岸交角为45°时，泥沙运动最快。

在泥沙的纵向运动过程中，由于岸线方向的改变或由于岸外岛屿与人工堤等造成的波影区内，因泥沙流的容量降低而产生堆积，形成一系列堆积地貌（图9－9）。

（1）湾顶滩（bay head bar，凹岸填充）：当岸线向海转折形成凹岸时，由于波向线与岸线的交角增大（$\alpha>45°$）而使泥沙流容量变小，可使泥沙流从原来不饱和或近饱和状态转变为饱和或过饱和状态，从而发生泥沙在凹岸的堆积，形成海湾顶部的海滩，称为湾顶滩。在海岸带建造坝或连岸防波堤，也会在迎泥沙流来向一侧引起类似上述的堆积。

（2）沙嘴（sand spit）和拦湾坝（bay mouth bar）：当岸线向陆转折时，由于波向线与岸线的交角变小（$\alpha>45°$），泥沙流容量降低，部分泥沙在凸岸处发生堆积，形成向海伸出的沙嘴，其延伸方向与上游岸线走向一致或沿与新岸线等深线平行方向伸展。沙嘴若发生在湾口，则可以发展成为拦湾坝。

（3）连岛坝（tombolo）：当岸外存在岛屿时，受岛屿遮蔽的岸段形成波影区，外海波浪遇到岛屿时发生折射或绕射，进入波影区后因波能减弱，泥沙流容量降低，沿岸移动的部分泥沙在岸边堆积下来形成向岛屿伸出去的沙嘴。与此同时，在岛屿的向陆侧也会发育沙嘴，由岛向陆延伸。当两个方向发育的沙嘴相连接时就形成连岛坝。著名的连岛坝有我国山东半岛北岸连接芝罘岛的连岛坝和海南岛三亚市的鹿回头连岛坝，以及意大利蒙特·阿津姆托里奥（Monte Argemtorio）连岛坝等。



(A) 凹岸填充　(B) 凸岸填充

(C) 波影区堆积

图9－9　泥沙纵向移动形成的海积地貌类型

9.1.2.3　泥沙横向和纵向运动形成的地貌

沙坝（barrier，堡岛）－潟湖（lagoon）是泥沙横向和纵向运动共同形成的一种大型

海岸类型，由沙坝（堡岛）与潟湖组成，是一种组合地貌体系。沙坝（堡岛）—潟湖体系是海岸的一个重要类型，约占世界海岸的13%。

当由泥沙的横向运动形成的水下沙坝不断堆积或海平面下降，露出水面后就成为海岸沙坝。如果它与海岸不相连则称为离岸堤，长度短的称为离岸岛或岛状坝，有些大型的海岸沙坝还与岸相连。离岸堤也称为堡岛，它可由激浪流加高达数米高，堤顶受风吹扬，常形成规模不同的沙丘。离岸堤大小尺度相差很大，宽度自 10 m 到 1000 m 不等，长度为几千米至几十千米，最长的如墨西哥湾的离岸堤，长达 1800 km。离岸堤与陆地之间的较封闭或半封闭水体称为潟湖，常有潮汐通道与外海相通。海岸沙坝的另一个成因是它也可以由泥沙的纵向运动形成，如沙嘴可发育成沙坝。世界上大多数海岸沙坝—潟湖海岸的形成与大洋海面上升有关，随着海面上升，波浪对水下斜坡侵蚀并将物质带到岸边堆积而形成海岸沙坝。此外，由于海面上升或陆地下沉，也可使原来的沿岸堤与大陆分离而成为离岸堤。

潟湖由于位于波影区内，水体宁静，沉积物细，因而潟湖沿岸常发育泥滩，泥滩上可生长植物。如果有小河从陆地注入潟湖，也可带来一些陆源沙体堆积。

在一般情况下，沙坝（堡岛）—潟湖常形成在中潮差和小潮差的海岸。沿岸漂流或泥沙来源比较丰富，为沙坝塑造提供物质基础；沿海平原与陆架相毗连的坡度都比较平缓。

沙坝（堡岛）—潟湖体系由沙坝（堡岛）、潟湖、潮汐通道（Tidal Inlet）和潮成三角洲（Tidaldeltas）——包括涨潮三角洲及落潮三角洲等主要地貌单元组成。

9.2 潮汐作用为主的海岸

以潮汐作用为主形成的典型的海岸是粉砂淤泥质平原海岸，它由粉砂、淤泥为主（d=0.05 mm～0.01 mm）组成，沉积物的分布与沙质海岸相反，即自高潮滩到潮下带上部，物质从细到粗变化。这类海岸的主要地貌特征是岸线平直、岸坡平缓、浅滩宽广，主要受潮流作用。粉砂淤泥质平原海岸自陆向海由以下三部分构成：

（1）沿岸海积或冲积平原。平原地势平坦，地貌类型单调，靠近河流处有废弃河道、牛轭湖、天然堤、沙丘等残留形态，近海处为盐沼洼地。

（2）潮滩。它位于平原外围向海方，潮滩坡度约 1‰，是构成粉砂淤泥质海岸的主要部分。

（3）水下岸坡。它位于潮滩以外，坡度仅 0.1‰，平缓的水下岸坡上偶有 2 m～3 m 起伏的沙质或贝壳砂的浅滩或洼地，表明已有波浪作用介入。

粉砂淤泥质平原海岸主要分布在泥沙供应丰富而又比较掩蔽的堆积岸段，如大河下游平原，地质构造上的沉降区，岸外有沙洲、堡岛等掩护的区域或一些有细物质供给的港湾内。粉砂淤泥质平原海岸的发育过程是由于波浪及潮流掀动和携带泥沙，特别是涨潮流速大于落潮流速的情况下，由于涨潮流的流速快、水量大，常掀起大量淤泥成为悬浮物质，随涨潮流向岸推进，在此过程中，当流速逐渐减低，泥沙就沿途沉积。然而，在落潮时，由于流速小，挟沙能力低，泥沙不能全部带走，于是每次潮后都有一部分泥沙沉积在海岸

带，逐渐形成粉砂淤泥质海岸。

粉砂淤泥质平原海岸的主要地貌单元是潮滩。受潮汐作用造成水位周期性变化的影响，潮滩在动力作用、地貌和沉积上具有分带特征。潮滩按海面位置变化分为潮上带、潮间带和潮下带三部分。大潮高潮位以上属潮上带；大潮低潮位以下属潮下带，它属水下岸坡范围；高、低潮位之间为潮间带，潮滩以潮间带为主体。潮滩的宽度不一，自几千米到几十千米不等，我国苏北潮滩宽 20 km～30 km。潮滩上的微地貌有潮汐沟和贝壳堤。潮汐沟是潮滩上发育的小型沟谷系统，分布在潮间带，落潮后出露，呈树枝状或平行沟状。树枝状潮沟向陆方分叉，向海方汇集延伸，它是涨退潮流冲刷而成的。贝壳堤是激浪流在高潮线附近的堆积体。由于粉砂海滩最适宜各种贝类繁殖，在一定强度的激浪作用下可将贝壳从潮滩中挖掘出来并被带到高潮线附近堆积成沿岸堤。因此，可以根据粉砂淤泥质海岸古贝壳堤的位置来推断古海岸线的变迁。

此外，潮滩上还发育有各种形态的流痕和沙波微地形，它们反映潮流和波浪作用的特征。

在有强潮流以及丰富砂质供应的海岸，如河口区、平原海岸外围，尤其是有古三角洲发育的海岸地区的水下岸坡深水区，常发育与潮流方向一致的线状沙体，称为流沙脊。沙脊高 10 m～30 m，长 1 km～20 km，沙脊间为深槽。沙脊呈平行状、放射状、雁行状排列，主要由细砂组成，其余为粉砂、粘土等。潮汐沙脊的形成原因与强潮流以及垂直方向上产生的横向环流作用有关。

潮汐过程还使受激浪流作用的砂砾质海滩发生周期性的冲淤变化（图 9－10）。砂砾质海滩具有较大的孔隙度和渗透率，海滩中的地下水位随潮汐海面而升降，但又落后于潮汐海面。涨潮时，地下水位的上升速度落后于海面上升速度，海水补给地下水，激浪引起的进流大量渗入海滩中，退流减弱，海滩的砂砾向上部迁移，海滩坡度增大。落潮时，地下水位的下降速度落后于海面，地下水排出滩面，使激浪的退流加强，海滩的砂砾向下部迁移，坡度复趋缓和。同理，海滩的冲淤还随大潮和小潮发生半月周期的变化。潮差增大时，海滩的下部砂砾向上部移动；潮差减小时，海滩的上部砂砾向下部移动。美国加利福尼亚州南部的砂质海滩上有一种美洲银汉鱼（Leuresthes tenuis），它们就巧妙地利用海滩冲淤的半月周期变化规律。当大潮刚过时，它们就在高潮线附近的海滩上部产卵，卵被随之而来的小潮堆积的砂砾掩埋起来。当下一次大潮时，上部海滩受冲刷，已在砂中孵化的幼鱼被冲出海滩，带回海中。

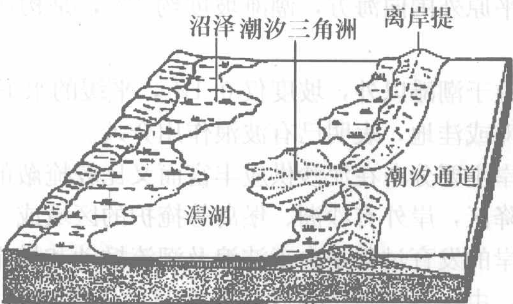


图 9－10　潮汐升降与离岸堤－潟湖海岸

（根据 A. N. Strahler 修改）

潮流对粉砂淤泥质海岸的搬运和侵蚀作用：潮流对海底泥沙的扰动作用远不如波浪。但是泥沙一旦被掀起成悬浮状态，潮流对悬浮泥沙的迁移作用却是波浪所无法比拟的，尤其是粉砂和松散的粘土颗粒。

潮流在淤泥质潮间浅滩上的沉积作用：淤泥质潮间浅滩的坡度甚微，一般仅0.5‰～1‰，宽度却很大，可达几千米至一二十千米，滩面物质很细，是粒径小于0.05 mm的粉砂和粘土，它们的质量很小，易于被潮流掀起呈悬浮状态。

9.3 与生物作用有关的海岸

9.3.1 珊瑚礁海岸

由石珊瑚虫与其他造礁和礁栖生物（如石灰藻、层孔虫、有孔虫、海绵、贝类等）的骨骼以及它们分泌的有机质、粘结碳酸盐碎屑而形成的多孔隙岩体称为生物礁。由于石珊瑚虫分泌的钙质骨骼是生物礁的主体，所以通常称生物礁为珊瑚礁。珊瑚礁主要分布在南、北回归线之间及暖流流经的海区，集中分布在中、西太平洋与印度洋及大西洋的热带海区。在我国，主要分布在海南岛沿岸，南海诸岛的东沙、中沙、西沙与南沙群岛以及澎湖群岛和台湾岛沿岸。世界珊瑚礁总面积约为60万平方千米，占世界30 m深以内（含30 m）的浅海总面积的15%。其中澳大利亚东北部的大堡礁总面积就占了21.5万平方千米。全世界的珊瑚礁每年生产出30亿吨左右碳酸钙。

9.3.1.1 珊瑚生长的环境条件

（1）要求生长在暖水中：最适宜的水温为25 ℃～30 ℃，下限为18 ℃，上限为36 ℃。

（2）要求有充足的光照：珊瑚主要与虫黄藻共生，才能生长良好。虫黄藻是一种植物，它要进行光合作用，就需要有充足的光照条件。

（3）有适当的盐度：珊瑚可在27‰～40‰的盐度中生长，最适宜的盐度是36‰。

（4）要求水体运动更新：不断扰动或运动的水体含有较多的溶解氧和饵料，有利于珊瑚的生长。

（5）要有适宜的附着基底：一般坚实的基底，利于珊瑚的固着生长。泥沙质基底容易被波浪和水流掀动，不利于珊瑚的固着。

（6）要有较高的透明度：清晰透明的海水利于珊瑚生长。相反，浑浊的水体，由于含有大量的悬浮物质（泥沙），不利于珊瑚的呼吸与生长，甚至会令其窒息死亡。

9.3.1.2 珊瑚礁类型

（1）岸礁（fringing reef）：岸礁也称为裙礁、边缘礁，礁体紧贴海岸发育，以礁坪形式出现，向海一侧为陡坡。

在我国，岸礁主要分布在海南岛与台湾岛沿岸，断续分布。海南岛岸礁主要分布在东岸（文昌—琼海），南岸（陵水—三亚）和西北岸（八所—临高）等地。其中东岸的岸礁发育最好，总长约30 km，最宽处从高潮线至水下斜坡有4 km。世界上现代最长的岸礁分布在红海沿岸，长达2700 km，礁坪向海伸到－1200 m处。

(2) 堡礁 (barrier reef)：堡礁也称为堤状礁、离岸礁。堡礁是距海岸有一定距离、平行海岸分布的堤状礁体，它与陆地之间隔以潟湖或带状浅海，现代最大堡礁为澳大利亚大堡礁，长 1600 km，宽 40 km～120 km。在我国海南岛西北岸有离岸岛礁（滨外岛礁）三个，分布在临高（邻昌岛）和儋县（大铲，小铲）。岛上有沙丘，礁坪向海方边缘分布有砾滩（堤）。

(3) 环礁 (atoll)：礁体围绕海底较大隆起边缘生长，连接或断续成环状，中间被包围成一潟湖（潟湖水深小于 100 m，多数小于 60 m），这样分布的礁体称为环礁，它主要分布于大洋和滨外广海中。现代全世界海洋中有环礁 330 多座，绝大部分分布在印度洋和太平洋，大西洋仅 10 个。我国的环礁分布于南海，主要在西沙、中沙和南沙地区。

环礁由礁环与潟湖组成。礁环指绕潟湖分布的环状礁体，它往往被若干潮汐通道割开，如我国永乐环礁。礁环由若干块礁坪（礁盘）组成，上面往往有沙岛或沙洲发育；潟湖水深一般几十米，内有礁墩发育，潟湖底有各种粗细的珊瑚碎屑沉积。

9.3.1.3 珊瑚礁发育理论

1842 年，达尔文首先提出环礁的成因，后来在 1874 年出版的《珊瑚礁的结构和类型》一书中系统地提出珊瑚礁发育的沉降说。他认为珊瑚礁的发育经历了三个阶段：第一阶段，岛屿（尤其是火山岛）沿岸生成环绕海岸并与岛屿相连的岸礁；第二阶段，岛屿下沉，珊瑚礁继续均匀地上长，其外侧因生长环境好，饵料丰富氧气充足，比内部增长得快，随着岛屿下沉，珊瑚礁与海岸分开，成为堡礁，二者之间出现潟湖或浅海；第三阶段，岛屿完全沉入海中，珊瑚仍向上生长，便形成环绕潟湖的环礁。

近期研究表明，冰后期海平面的变化与海底扩张对珊瑚礁的发育有巨大的影响。

9.3.2 红树林海岸

红树林 (Mangrove) 是发育在热带和亚热带潮坪上的耐盐性和喜盐性植物群落，由红树丛林与沼泽潮滩相伴而组合成的海岸称为红树林海岸。红树林植物有广义和狭义概念之分，广义红树林包括红树科植物和半红树种类，狭义红树林只包括红树科植物，以木本红树为主。

9.3.2.1 红树林生长环境和生长特点

(1) 生长环境。

①它要求适宜的水温：25 ℃～28 ℃为适宜水温，最冷月平均温度大于 20 ℃。

②它要求生长在淤泥质海滩：这种底质含有高水分、高盐分、大量硫化氢、钙质以及缺氧环境，植物残体处于半分解状态，有利于红树林的生存。淤泥质海滩富含有机质，利于红树林生长。

③要求处于低能环境：如河口、海湾、潟湖等无波浪作用或作用微弱的环境，这种环境有利于红树种子的幼苗生长。

(2) 生长特点。

①生理特点：其叶子具有很高渗透压，可高达 160～320 个大气压，由于渗透压高，红树植物可从土壤浓度大的沼泽盐渍土中吸取水分和养料。此外，红树植物的叶子肥厚，具有肉质化和革质化，既能有效地储存水分，又可以抵挡热带地区强烈的光照。

②繁殖特点：红树植物具有胎生现象，它的种子成熟后，可留在树上发芽，从果实中伸出长约 20 cm～30 cm 下垂的胚轴，形似纺锤状或棍棒状。当幼苗成熟后，在重力或其他外力作用下落插入泥土中，快者几个小时后可伸出根系固定自己；若落入海水中漂浮几十天后遇到适宜的生长环境，也可繁殖生长。此外，一些红树还具有无性繁殖能力，它们被砍伐后，其茎上可生出新的植株来。

③根系特点：红树植物具有发达的根系，它有三种根：a. 支柱根，一棵红树可能有几十根支柱根，它们使红树牢固地屹立于海岸。b. 板状根，由气根发展而成，形如板星放射状，绕其茎直立于土中，起加强固着能力。c. 呼吸根，它从侧根中生长出来，呈直立状，蛇曲匍匐状，起支持和通气作用。

9.3.2.2 我国红树林海岸特征

（1）与淤泥质海岸伴生。

（2）有明显的分带性。自海向陆，可分出如下海岸地带：

①白滩带（没有植物生长），这一带普遍有潮沟切割，宽 500 m～1000 m，最大可达 2000 m，底质为淤泥质粉砂。

②滩地红树林（海滩红树林）带，一般带宽为 200 m～500 m，最宽可达 2 km 以上，为红树林生长的最好地带，滩面也有潮沟切割。

③半红树林（海岸半红树林）带，一般带宽为 100 m 左右，由耐盐性的陆生植物和半红树林构成。

④陆生植物带，多为桉树、木麻黄。

（3）有发达的潮沟系统。红树林海岸的动力以潮流为主，滩面上有发达的潮沟，它们长短不一，宽窄各异，迂回曲折，形成沟网，有些可伸入陆地很深，潮沟沟壁圆缓，低潮时潮沟变得狭小，高潮时充满水流，可漫溢到沟旁滩地。

9.3.2.3 红树林的护岸作用和促淤作用

（1）护岸作用：由于红树林有发达的根系，可屹立于海滩上，经受风浪和潮流的侵袭作用，保护海岸不受侵蚀。

（2）促淤造陆作用：在红树林生长的地方，淤积层的淤积速度可达 3 cm/a～4 cm/a，向海前进率可达 44 m/a～173 m/a。

9.4 海岸演化与影响海岸发育的因素

9.4.1 海岸演化

第四纪冰期后的海面上升，被海水淹没的陆地的原始地面各不相同，使原始的海岸具有不同曲折程度的岸线轮廓、不同坡度的水下岸坡和不同的岩性成分，从而决定了海洋动力作用的性质、海岸侵蚀和堆积的特征以及整个海岸演化的趋势。

海岸按其演化的图式可以分为基岩港湾海岸、沙质堤岛海岸和贝壳堤平原海岸三种。

（1）基岩港湾海岸的演化图式。此图式（图 9－11）由 D. W. Johnson（1919）提出。

海水入侵山地丘陵，形成岬湾曲折的基岩海岸，水下岸坡坡陡水深，波浪是这种海岸演化过程的最重要的动力因素。在海岸演化的初期，由于岸线非常曲折，波浪强烈折射，岬角处波能辐聚，海湾中波能辐散，在岬角处发育海蚀崖，在湾顶开始出现雏形堆积，这一阶段，海岸保持原有岸线的特征。海岸进一步演化，呷角处形成大规模的海蚀崖和岩滩，堆积地貌也大量出现，诸如连接大陆和岛屿的连岛沙坝、湾口的沙嘴、湾中坝及湾顶沙滩等。当岛屿被蚀去，岬角进一步侵蚀后退，湾口被沙坝封闭，隔断了海湾与外海的联系，使岸线平直化，形成基岩岸段与砂砾岸段相间分布的复式夷平岸。

（2）粉砂淤泥质海岸的演变与地貌特征。若有充足的细粒物质来源，潮间浅滩将不断淤高，其位置向海推进，原来的浅滩不断脱离海水的作用，先形成湿地，然后成为海积平原。在这种淤积型的粉砂淤泥质海岸上，潮间浅滩与湿地无明显的地形界线，只能根据植被差异加以区别。这里最引人注目的地貌形态是分布在浅滩上的树枝状潮沟，它们的成因与落潮流对滩面的侵蚀作用有关。潮沟的分布规模能反映潮滩的动态。在迅速淤积的潮间浅滩上，常常有潮沟沟头遗留的线形洼地；在冲淤大致平衡的稳定的潮间浅滩上，潮沟沟头以高潮线为界；在冲刷型的潮间浅滩上，潮沟消失。这些现象在我国苏北的粉砂淤泥质海岸（图 9－12）上便能见到。

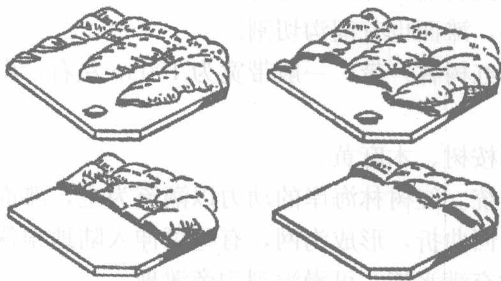


图 9－11　基岩港湾海岸的演化图式

（据 D. W. Johnson）

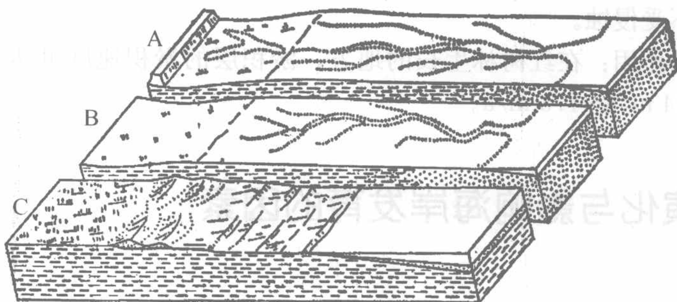


图 9－12　粉沙淤泥质海岸

A. 洪积型；B. 稳定性；C. 冲刷型

若泥沙来源断绝，粉砂淤泥质海岸将迅速冲刷后退。在苏北的废黄河口附近，其后退速度每年平均达一百多米，而受冲刷的潮向浅滩的坡度增大至1‰以上，宽度减至几百米。冲刷型粉砂淤泥质海岸上最醒目的地貌形态是贝壳堤或贝壳滩，它们由冲刷浅滩的波浪将残存在泥沙中的生物介壳淘洗出来，经激浪堆积在岸上而形成。贝壳堆积是粉砂淤泥质海

岸受冲刷的标志，贝壳堆积的地貌形态还是判断海岸冲刷速度的一种依据。在强烈冲刷的岸段，贝壳不能稳定地堆积下来，常形成堆积高度不大，呈片状分布的贝壳滩；在冲刷缓慢的岸段，贝壳稳定堆积成堤状。贝壳堆积与潮间浅滩之间是高度数米不等的淤泥质海蚀崖，崖脚有泥砾堆积。

粉砂淤泥质海岸的碎屑物质主要是由一些大河供给的。河流改道等原因可以引起泥沙来源的周期性变化，使海岸的冲刷期和淤积期交互出现。这样，在低缓的粉砂淤泥质海积平原上可以形成一系列互相平行的贝壳沙堤，后者代表了当时岸线的位置。在天津附近的海积平原上，这样形成的贝壳堤较明显的有四条。

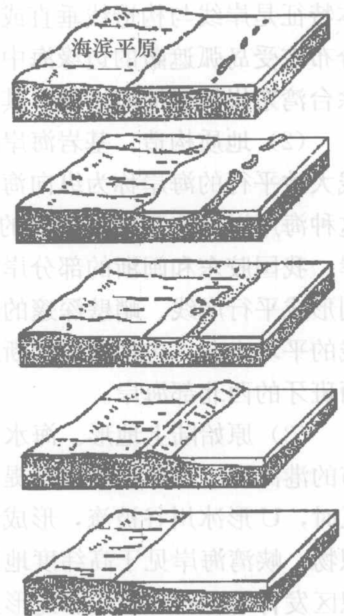


图 9－13　砂质堤岛海岸的演化图式（据 D. W. Johnson）

当海蚀崖不断后退，退至原来海湾的顶部时，岬角全部被侵蚀掉，残留下宽广的岩滩。这时，海蚀崖在宽广岩滩的保护下，逐渐停止后退，海岸趋于稳定，形成基岩质平直的磨蚀夷平岸（图 9－13）。迁移使潟湖面积逐渐缩小，并在横贯离岸堤的潮汐通道入潟湖端形成潮汐三角洲。离岸堤的向陆迁移最终能与岸连接而成沿岸堤，并使潟湖完全消失，岸线趋于平缓，形成堆积夷平岸。若波浪侵蚀作用继续进行，不仅能将沿岸堤冲刷掉，还能进一步冲刷滨海平原，使滨海平原变窄。

（3）贝壳堤平原海岸的演化图式。贝壳堤平原海岸发育在有大量粉砂、淤泥等细颗粒悬浮质入海的大河三角洲附近，随着泥沙来源的周期性变化，海岸经历着堆积期和侵蚀期的轮回。在堆积期间，河流泥沙来源充分，潮流是泥沙搬运和堆积的动力因素，形成宽广而平缓的淤泥质潮间浅滩，滩地中穴居了大量的贝类生物。一旦河流改道，就会减慢或中止泥沙的供应，海岸便进入了侵蚀期，波浪作用冲刷原来的滩地，将细粒物质掀起，并被水流带至邻近地区堆积；滩地中被淘洗出来的贝壳碎屑由激浪抛至高潮滩，形成贝壳堤。以后，如果恢复泥沙供应，海岸重新进入堆积期，在贝壳堤的外侧就会发育一个新的淤泥滩。如此周而复始（图 9－14）。



图 9－14　贝壳堤平原海岸的演化图式

9.4.2　影响海岸演化的因素

（1）地壳运动。地壳运动除了表现为升降运动外，还具有水平运动。根据大洋板块和大陆板块相对运动的性质，海岸分为碰撞海岸、拖曳海岸和边缘海岸三大类。碰撞海岸受板块的挤压作用为构造运动强烈，挤压褶曲形成的山地濒临海岸。构造线与岸线平行，大陆架狭窄，侵蚀作用强烈，海蚀崖、上升阶地等发育。拖曳海岸是板块拉伸的结果，其基

本特征是岸线与构造线垂直或斜交，高原、丘陵或平原邻接海岸。大陆架较宽的边缘海岸分布在受岛弧遮蔽的边缘海中，通常发育三角洲和冲积平原，具有宽度不一的陆架。我国除台湾东岸属碰撞海岸外，其余皆属边缘海岸。

（2）地质构造。基岩海岸的岸线轮廓与地质构造条件关系密切。构造线的走向与海岸线大致平行的海岸称为纵向海岸。在某些褶曲构造区，岛屿、半岛和海湾多与岸线平行，这种海岸以濒临亚得里亚海的南斯拉夫达尔马提亚沿岸最典型，故又称为达尔马提亚海岸。我国胶东和闽浙的部分岸线也具有类似的性质。纵向海岸若发育大规模的顺岸断层，则形成平行岸线、峭壁深邃的断层海岸。我国台湾岛东岸是典型的断层海岸。构造线与岸线的平均走向（包括褶曲和断层）大致直交，称为横向海岸，又称里亚斯海岸，此名源于西班牙的西北部海岸。

（3）原始陆上地形。海水入侵被河流切割的山地丘陵地区，形成岬角海湾疏缓相间分布的港湾海岸（包括达尔马提亚海岸和里亚斯海岸）。海侵发生在更新世冰川作用过的地区时，U形冰川谷被淹，形成狭长的海湾，称为峡湾海岸，海岸带常有冰川侵蚀痕迹和堆积物。峡湾海岸见于高纬度地区，如挪威和新西兰南部。瑞典和芬兰南部的冰川侵蚀—堆积区发育羊背石、鼓丘和蛇形丘等，它们被海侵后形成岛礁海岸。海水淹没风成地形区，形成岸线不规则弯曲的咸海型海岸（以苏联中亚的咸海东南岸最典型）。入海河口在河流泥沙供给不足的情况下发生海侵时，形成溺谷海岸；反之，形成三角洲海岸。

（4）生物。生物对环境有比较严格的要求，它们在不同类型的海岸带构成一些独特的地貌和沉积。贝壳是海岸带最常见的生物残体，在基岩岬角海岸的砂砾滩上，固着在潮间带岩石上生活的牡蛎的介壳大量出现，而在沙泥质海岸的沉积物中多穴居着蚶、蛤等壳，河口海岸则以淡水螺为特征。

红树是热带、亚热带的隐蔽海岸常见的一种灌木，它们成片地分布在淤泥质的潮间浅滩上，形成红树林。为了适应潮间带的环境，红树具有非常发达的根系，能抵御风浪和减缓潮流，促使悬浮泥沙在滩西土沉积下来，形成特殊的红树林海岸。我国的红树林海岸主要分布在广东、广西、台湾、福建等省的港湾、河口和其他隐蔽岸段。

珊瑚礁主要由造礁珊瑚的骨骼构成。造礁珊瑚对生长条件的要求是非常严格的，它对海水温度、含盐量、海水深度的要求都很敏感，因此珊瑚礁的地理分布有很大局限性。珊瑚要求海水的年平均温度在 20 ℃以上，故现代珊瑚礁分布在南北纬度 30°之间的热带海区。珊瑚生长的海水盐度是 27 ℃～48 ℃，最适宜的盐度值是 34‰～36‰，类似于大洋水。含有大量泥沙的浑浊水体会窒息珊瑚，使礁体发育受到抑制。因此在有淡水注入，水体浑浊的河口地区不适于珊瑚生长。在低潮位至水深 20 米的浅海区，珊瑚繁殖最盛，因为这里有充足的阳光和丰富的微生物养料，水温也较高。珊瑚是固着生活的，比较坚硬的基底有利于大规模珊瑚础的发育。我国的珊瑚礁主要分布在台湾省沿岸、雷州半岛西南岸、海南岛周围的基岩海岸，以及西沙、东沙、中沙和南沙群岛等地；根据礁体和岸线的关系，珊瑚礁分为岸礁（裙礁）；堡礁（堤礁）和环礁。岸礁分布在大陆或岛屿的岸边，由于岸边水浅，珊瑚礁的外缘不断向海增长，形成宽度不一的珊瑚平台。珊瑚礁与海岸之间有狭窄水道的称为离岸礁。离岸礁礁体的厚度比较小。我国台湾、广东沿海的珊瑚礁都属岸礁（或离岸礁）类型；堡礁呈长条状平行海岸分布，礁体与海岸相距几千米至几十千米，之

间有湖或带状海。堡礁的宽度一般仅几百米，但是长度达几百千米至上千千米，呈断续分布。世界上最大的堡礁是澳洲东岸的大堡礁，长达 2000 多千米，与大陆相距 13 km～180 km 不等。环礁在平面上呈环带状，中央围着很浅的潟湖，外缘与深邃的洋盆相邻。环礁通常不连续，有水道沟通潟湖与外海。环礁潟湖是大洋航行中难得的避风港。我国南海诸岛大多属环礁类型，礁体厚度达一千多米。

达尔文（1842）认为，岸礁、堡礁和环礁是火山岛沉降过程中发育的珊瑚礁系列。在第一阶段，围绕火山岛发育岸礁。随着火山岛缓慢下沉，珊瑚礁向上增长，而且礁体向海侧比向陆侧增长更快，于是珊瑚礁逐渐与海岸分离，岸礁演变为堡礁。最后当火山岛完全沉入水中时，环礁形成（图 9-15）。

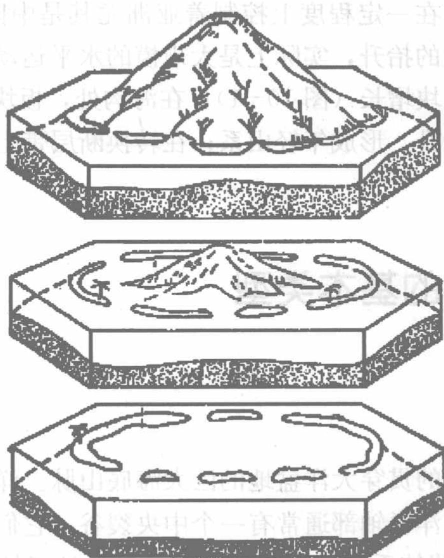
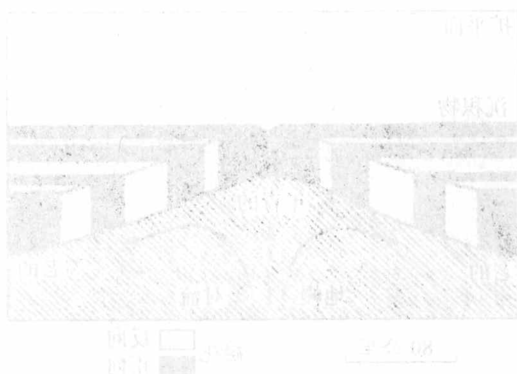


图 9-15　达尔文的岸礁、堡礁和环礁的成因系列图



10 新构造运动

新构造运动（neotectonic movements）是指新第三纪以来或第四纪以来发生的构造运动，由新构造运动所产生的构造称为新构造。新构造运动是地质历史上最新的一个构造旋回，在中国青藏高原地区出现大规模的抬升活动，形成举世瞩目的世界屋脊，使亚洲的地貌格局发生根本性的变化，在一定程度上控制着亚洲尤其是中国气候的演变。研究表明，新构造运动所表现的大幅度的抬升，实际上是大规模的水平运动引起的。在洋脊地带，岩石圈板块作背离运动，使板块增长（图 10—1）；在海沟处，板块作敛合运动，大洋板块俯冲消亡，大陆板块被压缩抬升，形成年轻山系；在转换断层带上，板块发生剪切活动（图 10—2、图 10—3）。

10.1 新构造运动的基本类型

10.1.1 大规模的拉张运动

洋脊或洋隆系是全球性的贯穿大洋盆地的巨大海底山脉。洋脊常常位于大洋中央，并被一系列海底断裂带错开。洋脊轴部通常有一个中央裂谷，它们沿整个洋脊延伸，构成全球的、延伸达 80000 km 裂陷体系。由于地幔对流，洋脊处于拉张状态，新洋脊不断在洋脊轴部形成。新形成的洋脊将早先形成的洋脊从洋脊轴部依次向两侧推移（图 10—1）。不同地段洋脊扩张速率不同。东太平洋洋中隆扩张速率较快，达 8 cm/a；大西洋和印度洋扩张速度较慢，小于 4 cm/a。海底洋壳每隔 2～3 亿年完全更新一次（图 10—1、图 10—2）。

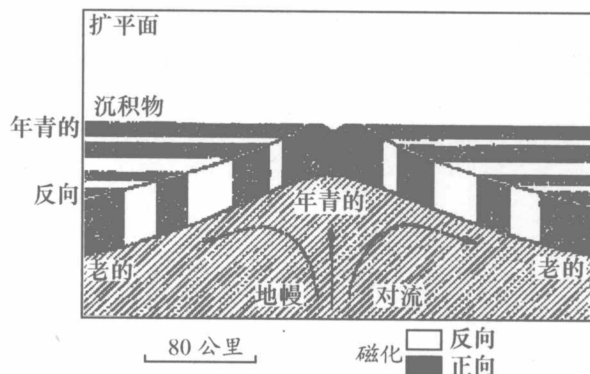


图 10—1 深海磁化沉积物的分布示意图（据 P.J. 怀利，1980）

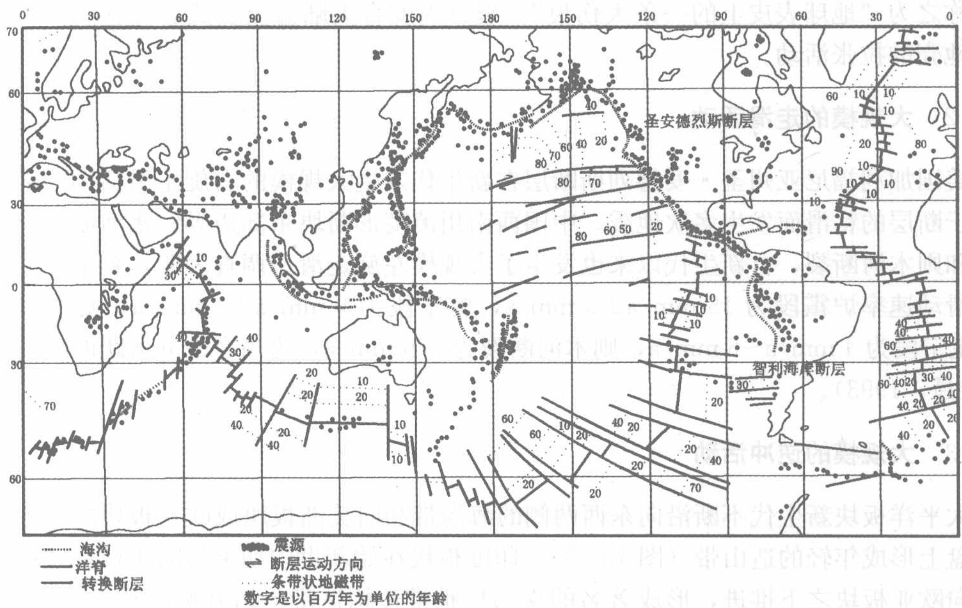


图 10—2 板块构造要素图（据 Heirtzler，J. R.，1968）

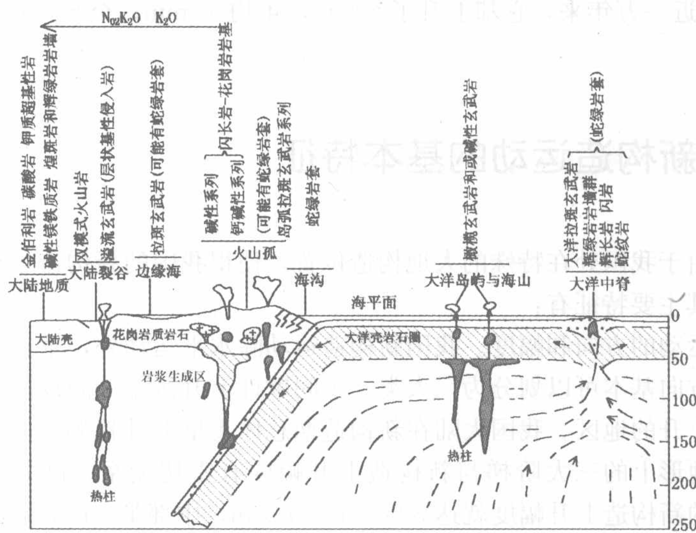


图 10—3 在板块的消亡边缘发育的四种造山带基本情况

（据 Dewey 和 Horsfield，1970）

A. 科迪勒拉式（安第斯式）；B. 岛弧式；C. 喜马拉雅式；D. 新几内亚式

大陆裂谷系拉张型板块边界的胚胎期，通常是地幔上涌、岩石圈拱曲隆起、变薄的背景下拉张形成，通常是发生在板块的内部，如东非裂谷。它的深部构造特征是地壳厚度小和地震低速层埋藏较浅，具有显著的负布格异常、高热流值（2.0HFU）等。东非裂谷宽约几十千米至二百千米，深达 1000 m～2000 m，谷壁如刀削斧劈一般。总之，这条长度相当于地球周长 1/6 的大裂谷，气势宏伟，景色壮观，是世界上最大的裂谷带，有人形象地

将其称之为“地球表皮上的一条大伤痕”。裂谷内发育大陆溢流玄武岩，它们代表着新构造期地壳的拉张活动。

10.1.2 大规模的走滑活动

美国加利福尼亚州圣·安德列斯断层在新生代发生大规模的右旋走滑活动，沿该断裂带由于断层的粘滑而发生多次地震。中国西南川滇菱形断块东部边界鲜水河断裂、安宁河断裂和则木河断裂，自新生代以来也发生了大规模左旋走滑。调查表明，鲜水河断裂平均水平滑动速率炉霍段为 15 mm/a±5 mm/a，乾宁段为 9 mm/a±1 mm/a，安宁河断裂西昌—冕宁段为 4 mm/a~6 mm/a，则木河断裂为 9.6 mm/a，为当今十分活跃的地震带之一（唐荣昌，1993）。

10.1.3 大规模的逆冲活动

太平洋板块新生代不断沿向东西两侧的海沟带和向美洲板块或欧亚板块之下俯冲，在仰冲盘上形成年轻的造山带（图 10—3）。印度板块在始新世中期末与欧亚板块碰撞，此后不断向欧亚板块之下推进，形成著名的喜马拉雅推覆构造带，抬升幅度达 8000 余米（图 10—3）。经过地质学家的精密测量，喜马拉雅山在第四纪的 300 万年中上升了 3000 m，年均上升 1 mm；最近一万年来，它却上升了 500 m，年均 50 mm；至今，它还以不被人察觉的速度上升。

10.2 中国新构造运动的基本特征

如前所述，由于我国处在特殊的大地构造位置，使得我国的新构造运动及新构造具有一定的特殊性，其主要特征有：

（1）新构造运动的方向和幅度。我国新构造运动除水平运动外，垂直升降运动也相当显著。按运动的方向基本可以划分为三大类：①间歇性上升区；②间歇性下降区；③早期下降到晚期转为上升的地区。我国大陆在新构造期总体上呈上升趋势，但上升幅度是西部大于东部。我国地形上的三大阶梯与新构造上升幅度有密切关系。例如，贺兰山、六盘山、邛崃山以西的新构造上升幅度就达 3000 m~5000 m；中部第二阶梯新构造运动上升幅度一般为 1000 m~2000 m，下降幅度一般不超过 1000 m；东部大兴安岭、太行山、武陵山以东地区，下降地区的面积较大，上升幅度在 500 m 以内，下降幅度可大于 1000 m。上述总体变化趋势揭示了我国上升运动西强东弱的特点，但在西部一些刚性基底断块上，上升幅度偏小，形成西部一个个大中型盆地，如塔里木盆地等。

（2）岩浆活动、地震活动与断裂活动的关系。断裂活动在新构造运动中占有显著的位置，它控制了新构造的格局，是新构造运动中最主要的类型，同时它控制了新构造期的岩浆活动和地震活动。新构造期的断裂活动主要是继承先成断裂，特别是长期活动的深断裂，如金沙江断裂和红河断裂。我国西部沿断裂形成的高耸的山地及深陷的山间盆地，如点苍山和大理盆地；我国东部沿海一带沿新华夏系方向断裂形成的密集的最新活动断裂

群，沿断裂广泛发育新第三纪至第四纪火山活动，以走滑活动为主，垂直活动分量不超过百米；中部的断裂则常以拱形构造中的补偿性地堑为主。

新构造期岩浆活动主要集中在东部。新第三纪以来岩浆活动比老第三纪岩浆活动剧烈，主要沿北北东向及北东向断裂活动，形成大面积的熔岩覆盖。岩浆成分主要为碱性玄武岩，有少量的安山岩和流纹岩。喷发时代大致可以划分为中新世、上新世、更新世早期至中期及现代，东北和南部以喷发延续时间较长，中部地区只有较早的一至二期的喷发。

我国地震活动与新构造关系十分密切。我国主要的强烈地震的震中大部分沿断裂带分布，地震活动与断裂的差异活动有关，我国大陆最主要的地震活动带（沿贺兰山、六盘山、邛崃山一线）的地震频度很高，就与这个新构造结合部的差异性活动较强有关。由于强烈地震沿线分布，而断裂之间的断块内部常为微弱的地震活动区（如鄂尔多斯断块），因而我国大部分地区呈强烈地震活动和微弱地震活动交替出现的格局，并且在时间上地震活动具有一定的周期性。

10.3 新构造运动的研究方法及研究步骤

为了识别地壳运动或现今地壳运动的迹象，目前常用的方法有如下几种：

①地质构造法（几亿年到几万年）。

②构造地貌法（几万年到几百年）。

③考古法（几万年到几千年）。

④历史法（几千年到现代）。

⑤测量法（几十年到几个月）。

⑥遥感解译、地震法、古地磁法、地球化学法、测年法、物理模拟和数值模拟法等。

新构造运动的研究通常包括以下几个方面。

10.3.1 深部地球动力学环境研究

深部地球动力学环境往往是控制一个区域构造演化的主要因素，也就是说一个区域新构造的表现与深部地球动力学环境有着密切联系。通过对深部地球物理信息（重力、磁力等特征）的剖析，能更加客观地反映新构造的运动本质，同时也为新构造研究提供背景资料。

10.3.2 构造格架的研究

对一个地区新构造运动的研究，首先，应对研究区域的构造格架进行详细调查。我国以往的研究（如1∶20万区测）提供了背景资料，但是以往的研究多注重对前喜马拉雅运动的研究，而对新生代的构造运动的研究则重视不够。因此，要客观地反映构造格架，在前人研究的基础上，还要运用许多其他方法。近年来应用较多的是遥感解译，新第三纪以来活动的断裂在卫片和航片影像上清晰，通过遥感解译可以初步揭示研究区域的新断裂网络。但并不是所有的线状影像都是断裂的，遥感解译的结果还要经过野外校核。野外校核往往是多种方法的综合，常用的有传统的野外观察方法、地球物理方法和地球化学方法

等。野外观察方法主要是对野外露头的详细研究，系统收集断裂活动的各种记录，诸如擦痕、标志层或地貌的位错和显微构造以及测年样品的采集、素描等。对于大片被第四系覆盖的地区，要配合地球物理方法（如甚低频）和地球化学方法（如氡气测量等），对有些需要弄清新构造的深部展布的专题研究还应采用耗资较大的深部地震或大地电磁等方法。此外，历史地震资料和温泉资料的收集与分析对断裂活动性的研究也十分重要。

10.3.3 晚新生代地层及其变形研究

晚新生代地层的分布、地层厚度、组成及地层变形等是新构造运动及其应力场演化研究的基础。在第四系覆盖区，系统收集钻孔资料、天然露头（如冲沟沟谷的沟壁）和人工露头（如路堑两壁）等，编制第四系沉积物的等厚图，从而可以判别该区的下降幅度及变化情况。如果能测定系统、测定地层年龄，则可进一步推算其下沉速率。在构造运动上升区，如果露头较好（阶地发育的宽谷区），系统测制地层剖面，则可以分析该区地层的上升速率以及新构造期应力场的变动情况。

10.3.4 岩相变化研究

沉积物的特征是自然条件的反映，如残积、坡积表示其形成时处于上升的剥蚀条件；厚的湖相或平原河流冲积相表示该区曾经下降接受沉积的环境。因此，研究新第三纪以后沉积物的相变，有助于解决新构造运动的性质和近似的幅度。但是，岩相的变化可能是构造因素，也可能是非构造因素，故必须辅以其他的证据，并且这种变化湖滨最为显著，所以边缘相的研究在新构造研究中具有十分重要的意义。

10.3.5 地貌研究

地貌是一个区域新构造的形迹之一，如水系的特点、断层构造地貌（断层崖、断陷盆地的分布等）的特征、层状地貌的发育等的研究，可以确立新构造水平运动或升降运动的幅度、次数、强度以及断块间差异升降等。

断层构造地貌在新构造地貌研究中占有十分重要的地位，这里所指的断层是晚第三纪以来活动过的断层。

断层能直接形成地貌（如断层崖），也能使原先的一些地貌发生变形，如夷平面、河流阶地、洪积扇被错断。断层活动还能使断层附近的应力状态发生变化，产生挤压或拉张，形成高地或洼地。通过对这些地貌的研究可以揭示新构造活动的历史。

10.3.5.1 升降运动的地貌标志

（1）断层崖（fault cliff）。断层活动形成的陡崖叫做断层崖。断层崖有不同的排列形式：有连续线状分布的，有间断分布的，有之字形分布的，也有呈斜列分布的（图10—4）。断层崖的不同排列形式与断层的力学性质有关。在地表出现的平直而延伸较长的断层崖，多属于张扭性断层形成的断层崖。间断分布或呈之字形分布的常是张性断层形成的断层崖。如果是多条首尾相接的斜列式分布的断层崖，则是属于压扭性断层，而压性断层常常形成舒缓波状走向的断层崖。

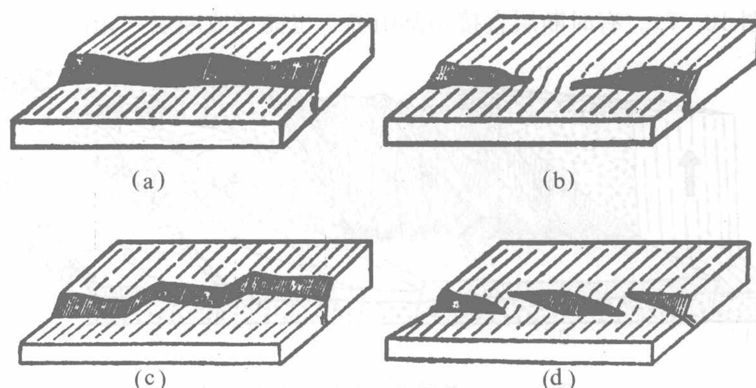


图 10—4 断层崖排列方式

(a) 连续线状分布；(b) 间断分布；(c) 三字状分布；(d) 首尾相接分布

从理论上说，断层崖的坡面倾角和断层倾角应一致。但实际上，断层崖的坡面倾角往往比断层倾角要小，或者断层崖上部倾角比下部倾角小。这些特点和断层崖的坡面发育有关。当断层崖刚形成时，断层崖的坡面倾角与断层倾角是基本相近的，随着时间的推移，风化和剥蚀作用使坡面逐渐变缓。如果断层再次活动，在断层崖的下部又出现新的断层崖，其坡度比被改造过的老断层崖坡度要大，断层多次活动形成多个坡度不同的断层崖，从老到新坡度依次增大。因此，可以根据断层崖的坡面及其坡折数来推断断层活动的次数（图 10—5）。

地貌是表明一个区域新构造的形迹之一，如水系的特点、断层构造地貌（断层崖、断陷盆地（fault basin）的分布等）的特征、层状地貌的发育等的研究，可以确立新构造水平运动或升降运动的幅度、次数、强度以及断块间差异升降等。

由于断层崖的崩塌，在断层崖的坡脚堆积了重力堆积物。当断层崖的坡面达到相对平衡时，崩塌就减弱或停止。当断层再一次发生活动时，又出现新的断层崖，坡面又开始崩塌，形成一层新的重力堆积物。如果断层多次活动，在断层崖的坡脚的堆积物剖面上可以见到叠置的呈楔状的崩塌堆积物（图 10—6）。所以每一层崩塌堆积物可以表示一次断层活动。因此，通过断层崖下楔状堆积体的研究可以推断断层活动历史。

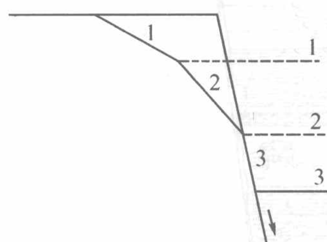


图 10—5 断层崖的坡度转折和断层活动次数的关系

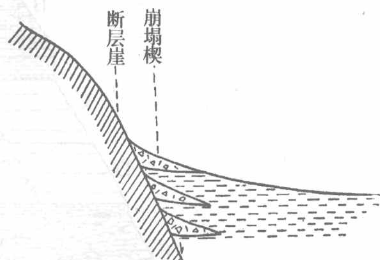


图 10—6 断层崖坡脚的楔状崩塌堆积物

（2）断层三角面（fault triangular facet）和断层线崖（fault-line cliff）。断层活动形成断层崖后，受横穿断层崖的河流侵蚀，完整的断层崖被分割成许多三角形的断层崖，称为

断层三角面（图 10－7）。有时断层直接切割山嘴，也能形成断层三角面。

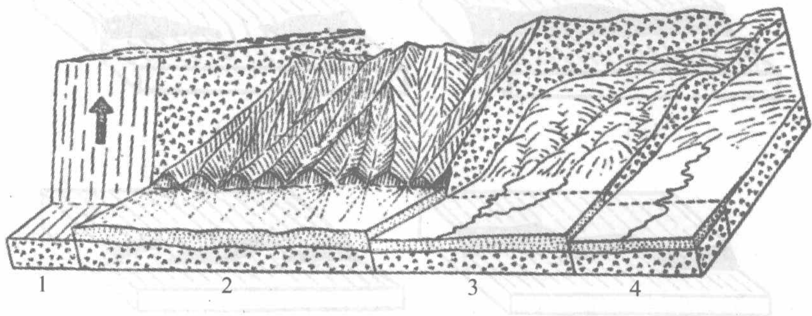


图 10－7　断层崖的演化（据 Davis）

1．断层刚发生，形成高大的断层崖；2．断块山地被剥蚀成断层三角面；
3．三角面进一步降低，后退，形成浑圆的山嘴，山嘴已距断层一定距离；
4．断块山地被夷平

断层三角面为残留的断层崖面（图 10－7 中 2），断层三角面的底线就是断层线，这里能见到断层破碎带。如果组成断层三角面的岩石很坚硬，或者断层崖形成的时代很近，断层三角面就较清晰。如果断层崖形成时代久远，在长期的剥蚀作用下，断层三角面高度逐渐降低，坡度也逐渐变缓，断层三角面就成为缓缓的山坡，山边线向山地方向后退并和断层线有一定的距离（图 10－7 中 3 和 4）。

当断层两盘都是软硬相间的岩层，先在上升盘剥蚀，顶部较坚硬的岩层被剥蚀后，露出较软岩层，剥蚀速度加快，上升盘逐渐降低和下降盘高度相当。如果上升盘仍出露较软岩层，经过一段时间以后，上升盘反而比下降盘低，这种断层崖称为断层线崖，也称为逆向断层线崖（图 10－8C），出现这种现象表明断层相对稳定。之后，由于下降盘位置相对高，侵蚀加强，一旦硬岩被切穿，露出软岩，剥蚀速度更快，下降盘又低于上升盘，这种断层线崖称为顺向断层线崖（图 10－8E）。

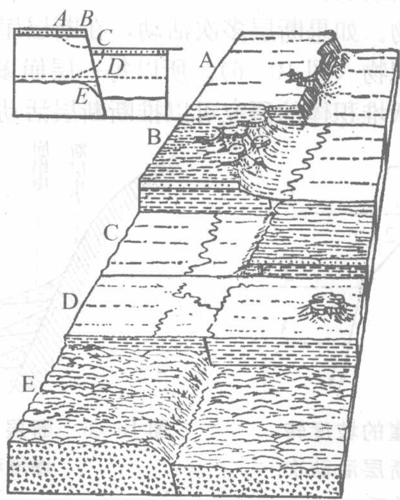


图 10－8　断层线崖的发展（据 A. H. 斯特拉勒）

（3）断层崖的活动次数、幅度和时间的确定。

①断层崖的活动次数。断层多次活动形成的断层崖，除了在断层崖剖面上呈坡折和断层崖坡脚处堆积多层崩塌外，在地貌上还表现为上升盘的河流裂点和阶地等特征。当断层活动出现断层崖后，上升盘形成一些小沟，它们以下降盘的地面为侵蚀基准面而溯源侵蚀，并形成一个裂点和一级阶地（图 10－8 中 A）。因此，根据裂点数和阶地级数（河谷下游处）就能确定断层活动次数。当然，不是所有裂点都是断层形成的。如果能将崩塌堆积的层数、断层崖的波折次数以及断层上升盘的冲沟裂点数、阶地等相互印证，那么以此来断定断层崖的活动次数就更可靠。

②断层崖的活动幅度。一般来说，断层崖的高度就是断层活动幅度。但是，由于外力剥蚀，断层崖的高度在不断降低，尤其是时代久远的断层崖，它的现代高程比原始高程降低很多。所以断层崖的高度比断层活动幅度要小，断层崖的高度只能近似地表示断层崖的活动幅度。

另外，断层崖的高度是断层多次活动积累的总量。根据断层崖附近沟谷中的各级阶地之间的相对高度，可以近似地确定断层崖在不同时期的活动幅度。因为在断层崖附近的沟谷下切深度和断层上升幅度是大致相当的。

确定断层崖的形成时代可以用如下几种方法：

①采集阶地中的各种可以确定年代的样品如石英砂、炭化木等，以测定阶地的年代，进而推算断层崖的形成时代。

②在岩性一致的地区用不同时期的航空照片比较沟谷中同一裂点不同时期的位置，计算裂点溯源侵蚀的速度，再量得裂点到断层崖的距离，可以求出每一裂点形成距今的时间，即可得到断层活动时间。

③定位观测裂点的溯源侵蚀速度和测量裂点到断层崖的距离，也可以求出每一裂点形成距今的时间。

④根据断层错断古建筑物或已知年代的地质、地貌体来确定断层崖的活动时间。

10.3.5.2 *断层活动引起的阶地变形*

若断层穿过阶地，如果阶地从新到老错距逐渐增大，则表明断层有过多期活动或长期持续活动。例如，某一河流发育四级阶地，在活断层两侧的各级阶地位错距不同，在一级阶地错距 5 m，第二级阶地错距 10 m，第三级阶地错距 10 m，第四级阶地错距 20 m。由此可以分析，在第一级阶地形成过程中或形成以后，断层活动，错距 5 m，第二级阶地和第三级阶地都是 10 m，但包含着第一级阶地形成时的 5 m 错距的活动在内，所以在第二级阶地形成时的一次活动，实际错距也是 5 m。第四级阶地错距是 20 m，这包含着以前两次断层活动的 10 m 错距在内，故实际上错距是 10 m。由此可见，图 10－9 所示的断层，总共活动过三次，第一次的错距是 5 m，第二次错距是 5 m，第三次错距 10 m。发生时间为第四级阶地形成之后，第三级阶地形成之后及第一级阶地形成之后。如果有准确的测年资料，就可以推算断层的垂直错动速率。

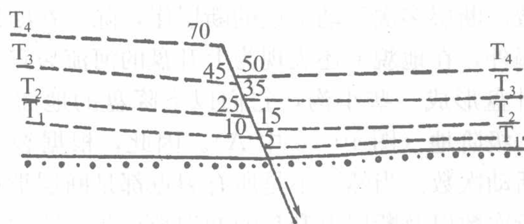


图 10－9　断层垂直活动错断河流阶地

当断层错过阶地并发生过较明显的水平位移时，通过阶地的研究也能推断断层的活动历史。例如，某一条河流已有一级阶地，当断层发生水平位错，一方面河流发生位错，另一方面阶地发生位错而不再连续（图 10－10B）。随后，河流下切侵蚀形成一级新的阶地，当断层再发生滑动时，新阶地被错开一定距离，老阶地再次被错开，这样老阶地的水平断距比新阶地的要大（图 10－10C、D）。如果河流始终处于不断下切过程中并形成阶地，同时断层多次活动，则不同时期的阶地错距将不一样（图 10－10D）。

根据水平活动断层两盘的各级阶地研究，可以得到以下几种反映断层水平活动幅度、活动次数和活动性质的地貌模式。

①断层长期水平活动的地貌模式（10－11A）。不同时期的各级阶地都被错开，阶地从老到新错开的幅度依次逐渐变小，而且各相邻两阶地错开幅度相差很小。

②断层多次间歇性水平活动的地貌模式（图 10－12B）。各级阶地都被错断，其中有的相邻两级阶地错断幅度相等，有的相邻两级阶地错断幅度不等。总的来说，年代较新的（b）比年代较老的（a，b）阶地错断幅度要小。从图（10－11B）可以看出，当第四级阶地（a）和第三级阶地（b）形成后，断层活动一次，当第一级阶地形成（d）和第二级阶地（c）后，断层又活动一次。根据阶地错断的距离可知，第一次断层活动的幅度是 $b-c$，第二次断层活动幅度是 c 或 d。

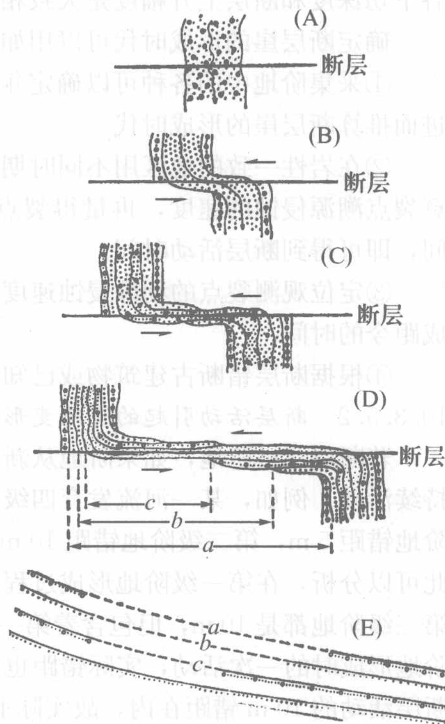


图 10－10　断层多次水平活动形成的阶地变形

(A)（B）（C）（D）是平面图，（E）是剖面图

③断层长期稳定后突然发生水平错动的地貌模式（图 10－11C）。河流发育过程中断层不活动，形成四级阶地，当最新阶地形成后，断层突然活动，把所有已经形成的阶地都错开，各阶地错断幅度相等。

④断层长期水平蠕动过程中出现一次急剧活动的地貌模式（图 10－11D）。年代较老的阶地（a，b）比年代较新的（c，d）阶地错断幅度大，但大多数两相邻阶地错断幅度相差很小，只有其中某两级相邻阶地的错断幅度很大。

两相邻阶地的错距差很小时，表示此断层呈缓慢移动方式活动，其中有两相邻阶地的错距差较大，反映这一时期断层活动剧烈。

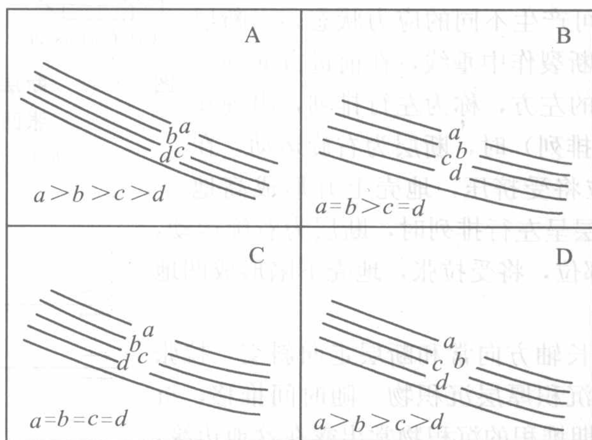


图 10—11　反映水平断层活动特征的地貌模式

a、b、c、d 为各阶地错断的幅度，表现为阶地的不连续

以上几种地貌模式可以直接断定断层活动性质、次数和幅度。如果有阶地测年资料，就可以推出断层活动时代和断层活动速率。

断块山地的山麓阶梯和夷平面与新构造运动：断块山地的山麓带常形成多级山麓阶梯，山地内有多级夷平面发育。山麓阶梯是山地抬升过程中形成的，山地高夷平面记录了山地早期抬升的历史，说明山地在较长时期稳定后再抬升。例如，秦岭断块山地在沿断裂急剧抬升以前，曾遭受长期剥蚀，形成宽广的准平原面，山地抬升后，这些准平原被抬升，现在山地内部还保留着完整的夷平面。

研究一个地区的新构造运动的性质，除上述的地质—地貌法分析外，还可应用古地理或历史地理、考古、生物地理等方面的研究成果作为旁证，充实新构造运动的内容。

10.3.5.3　新构造水平运动的地貌标志

(1) 断层水平运动形成的构造错断地貌。断层水平运动错断地貌现象很多，诸如，河流通过断层带发生弯曲，冲沟因断层水平错动而被切断，断层的一盘冲沟只有上游段，而断层的另一盘冲沟却留在下游一段；洪积扇向一侧偏移，而且时代愈老的洪积扇偏移的距离愈大；山嘴水平错开形成三角面；沟谷被错断后，下游受阻形成小湖泊等等。

(2) 断层水平运动形成的派生构造地貌。派生构造地貌与断层运动方向、断层走向以及断层附近介质条件等有密切关系。水平运动派生构造地貌可以分为以下几种：

①断层线走向弯曲处的构造地貌。相邻地块沿着一条走向弯曲的平移断层发生位移时，可以出现两种情况：一种是当两地块滑动时，在断层走向弯曲部位处于拉张应力状态；另一种是在断层转弯部位处于挤压状态。其观察方法是：站在一盘上看另一盘，当另一盘顺时针（向右）移动时为右旋，反之为左旋（图 10—12）。在拉张的地方地壳下陷，形成凹地。当断层连续活动时，上隆和下陷的中心可能随时间而迁移。此外，上隆和下陷的变形部位可以发生在断层的某一盘上，也可能在断层的两盘上。

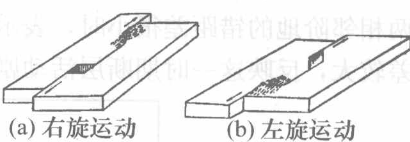


图 10－12　断层走向弯曲处产生的拉张凹陷和挤压隆起（据 J. C. 克劳韦斯）

②斜列断层的首尾相接处的构造地貌。地表的一些断裂呈斜列分布，由于断层运动方向不同，在两断层的首尾相接部位，可产生不同的应力状态。当断层呈右行排列（对某一断裂作中垂线，在前进方向的下一断裂出现在中垂线的左方，称为左行排列，出现在该线右方，称为右行排列）时，断层为右旋运动，在两断裂首尾相接部位将受挤压，地壳上升形成高地（图 10－13A）。当断层呈左行排列时，断层为右旋运动，在两断层首尾相接部位，将受拉张，地壳下陷形成凹地（图 10－13B）。

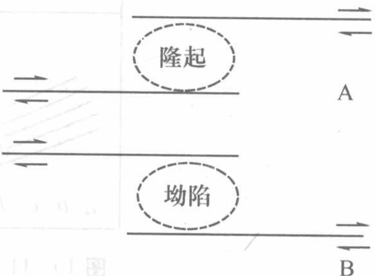


图 10－13　斜列断层首尾相接处的构造地貌

挤压上升高地的长轴方向常和断层走向斜交。拉张坳陷盆地有时很宽，沉积厚层沉积物。随时间推移，沉积坳陷不断扩张，早期堆积的沉积物常出露在盆地边缘，盆地中心沉积较新的沉积物，如云南剑川盆地。

③平直水平活动断层两侧的构造地貌。当断层水平运动时，在断块运动前方的断层端点附近，常受挤压而隆起，断块运动后方的端点附近受拉张而坳陷。结果在断层两侧形成两个隆起区和两个坳陷区（图 10－14）。隆起区在地貌上表现为台地或丘陵，坳陷区形成洼地或平原。例如，北京附近的北西向南口－孙河断裂，西北端和北东向的南口山前断层相接，东南端和组成北京坳陷北东向断层接触。由于该断层呈左旋运动，在断层东北盘的西北端附近，受到挤压应力作用而相对隆起，形成南口山前构造台地；在同一盘的断层另一端点附近，处于拉张应力状态，自第三纪以来，一直处于下沉，形成以古城和楼台为中心的北西向新生代坳陷，沉积物厚度达 800 m 以上。在南口－孙河断层的西南盘，虽被新生代沉积物覆盖，但根据沉积物厚度可以看出，断层西北端点附近受拉张而相对下沉，形成了一个北西向的沉积洼槽，在马池口附近沉积物厚度达 600 m 以上；东南端点受挤压而相对隆起，沉积物只有 300 m 厚。

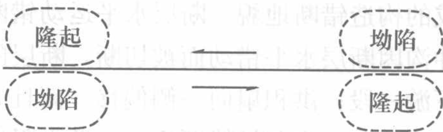
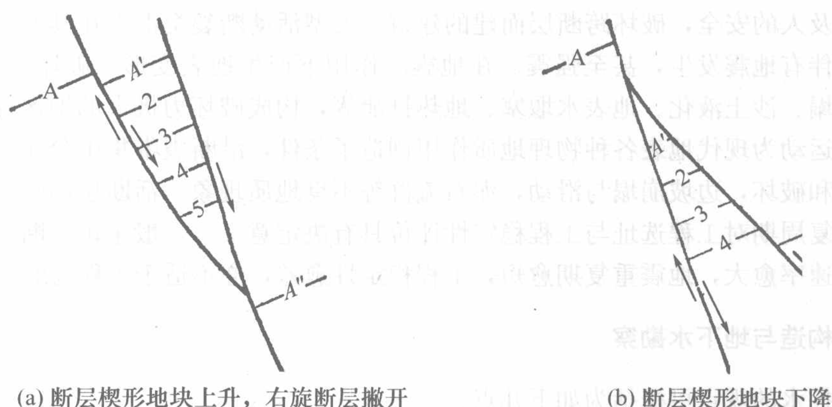


图 10－14　平直断层两端点附近形成的构造地貌

④收敛和撇开断层水平运动形成的构造地貌。一束平移断层按运动方向来说，有逐渐收敛的，也有逐渐撇开的，它们常是主断层和分支断层斜交而成的。例如，在一个右旋断层体系内，两个主要右旋断层相收敛，并且每一断层上有同时的或间断的交错运动，断层间的楔形地块将挤压并抬升成高地（图 10－15（a））。如果那里的断层撇开，则楔形地块受拉张，从而下降形成低地（图 10－15（b））



(a) 断层楔形地块上升，右旋断层撇开　　(b) 断层楔形地块下降

图 10－15　右旋断层收敛（根据 J. C. 克劳韦尔）

10.4　应用研究方面

10.4.1　新构造与地震

(1) 地震带与新构造活动带吻合一致，深大断裂现代复活运动是产生活动断裂和地震的基础。全球范围的环太平洋构造带，喜马拉雅－地中海构造带，大西洋、印度洋中脊，大陆裂谷带，我国的鲜水河断裂、则木河断裂、郯庐断裂等，既是新构造活动带，又是地震活跃带。

(2) 发震断裂是第四纪以来活动过的断裂，尤其是晚更新世晚期和全新世活动过的断裂最可能成为发震构造。

(3) 大地构造单元间的边界断裂、新生代大陆裂谷或第四纪复活裂谷，都是强震发震构造。

(4) 在发震断裂带上，地震常集中在应力集中部位，包括断裂交汇部位，断裂弯曲部位或断裂的端点。

(5) 第四纪晚期的断块差异带，尤其是一侧为强烈上升的山地，另一侧为强烈凹陷地带常存在发震断裂，如秦岭断块与渭河地堑。

(6) 地震震级随发震断裂的切割深度的增大而增大，高能量的强震震源均产生在深度断裂带上，$Ms \geqslant 5$ 地震与深断裂有关，$Ms < 5$ 地震与盖层断裂有关。

(7) 震级与发震断裂的长度相关，各国学者据历史资料统计，总结出一些经验公式。

(8) 断裂运动形式决定地震震级大小。蠕动（稳滑）型断层不发生地震，或产生微小地震，粘滑型断层应变能量高，产生大地震。

10.4.2　新构造与工程选址、工程稳定性评价及灾害

活断裂带，无论出露于地表或隐伏于地下，都是现代地壳差异活动带，为地壳的不稳定地带。这些地带常常发育多种地质灾害。断裂错动会引发地震，进而产生地表裂缝、位

错，直接危及人的安全，破坏跨断层而建的建筑。大型活动断裂交汇点在其发生强烈差异运动时，常伴有地震发生，甚至强震。在地震波作用下产生地表变形、破坏和地震断层，导致地震崩塌、沙土液化、地表水堰塞、地热排泄等，构成破坏力极大的地区性灾害。活断裂的差异运动为现代地表各种物理地质作用创造了条件，沿断裂带集中分布着诸如岩体变形、松动和破坏，边坡崩塌与滑动，泥石流群等不良地质现象。活断层的错动速率、年龄和地震重复周期对工程选址与工程稳定性评价具有决定意义。一般来讲，断层活动年龄愈新，错动速率愈大，地震重复期愈短，工程稳定性愈差，亦不适于工程选址。

10.4.3 新构造与地下水勘察

新构造控水的观点可概括为如下几点：

（1）新构造断裂形成时间新或最新活动时间很新，胶结差，成为地下水循环的重要通道，在许多地方找到了活动断层也就找到了地下水的来源。

（2）新构造断裂在其形成发展演化过程中，在垂直方向上地下水的贮存可划分为3个带：入渗带（深度为60 m以内）；径流带（深度为100 m～200 m）；滞流带（深度大于200 m）。地下水主要贮存于径流带内，这就解决了地下水开采深度问题。

（3）根据地下水运移方向的不同，发现断裂上盘来水时开采井的深度可不必穿过断裂带；下盘来水时则要使开采井穿过断裂带，从而可获得较为有利的涌水量。

随着旅游业的发展和人们生活水平的提高，温泉浴已成为休闲保健的一部分，温泉开发的成本与旅游区的新构造活动有着密切关系。通常，在新构造活动区，地温梯度高，开采深度浅，可以获取符合商用要求的温泉，其开发成本大大降低，特别是有活断层通过处，温泉可以顺断层直达地表，如康定二道桥温泉、普格大槽河温泉等。

10.4.4 新构造与环境

观测与模拟实验表明，新构造时期青藏高原的隆起控制了晚新生代以来东亚季风的形成和发展，从而使中国乃至整个亚洲气候环境发生了巨大变化。

第三纪末，特别是第四纪以来青藏高原的急剧隆起，使早先形成的东亚环流极大地加强。冬季，高原成为强大冷源。受其影响，在海拔4000 m～5000 m的近地面产生反气旋冷高压，加强了该大陆地区的冬季风。高原的屏障作用，阻隔了西伯利亚气流与印度洋气流的联系，使冷空气在西伯利亚地区积聚加强，并频繁侵袭我国，加剧了西北地区的寒冷、干旱，且使东部地区产生强烈东北季风，冬季温度明显低于同纬度的其他大陆地区。夏季，高原成为热源，形成一个高原地面热低压和高原上空高压组成的高原季风环流，使这些地区夏季更加炎热多雨。另外，高原的巨大屏障作用阻挡了西南季风的北上，使高原及其北部广大地区常年干旱少雨。总之，由于青藏高原的动力作用和热力作用，大大改变了由海陆影响所引起的气压分布，进而也影响到大气环流形式，增强了中国季风现象的复杂性。

环境污染的一个天然原因，是由于地壳上升，盖层被剥蚀，花岗岩、片麻岩出露或接近地表，岩体所含铀及Rn射气进入居室，Rn衰变成Po、Bi、Pb等元素而引起的，而新构造断裂则是导致盖层破碎剥蚀的主要因素。研究发现，Rn主要富集于新构造断裂带中，

呈带状分布。这是因为Rn能溶于水，而新构造断裂通气性好、透水性好，是地下水和气体的良好通道。加上断裂带中的粘土和Fe、Mn胶体对放射性元素的吸附，以及断裂带中铀、镭的不断衰变，结果使断裂带附近的Rn浓度要比完整基岩处高得多。在浓度差、压力差和温度差作用下，Rn以扩散、对流和吸附等方式沿断裂带上升，从而在其出口和盖层接触处形成高浓度的Rn气晕。所以，调整环境污染问题时，必须注意新构造断裂。如果沿活动断裂带有活火山分布，火山喷发所释放的有害气体对环境的污染影响范围会更广。

随着科学技术的不断发展，各学科的协同互用，新构造研究必将有更大的进展。

11 第四纪地质学及地貌学工作方法

11.1 第四纪地质学及地貌学的野外调查

11.1.1 调查路线和调查点的布置

（1）调查路线的布置。由于地貌形态和第四纪沉积物在成因上的密切关联性，决定其在研究目的、对象和方法上有许多相似之处，所以地貌和第四纪地质的调查路线往往统一布置。地貌及第四纪地质的调查路线应在全面分析航空照片、地形图和其他资料（如已有的各种比例尺的区域地质图）的基础上，有目的、有重点地布置，既要考虑到填图的要求又要考虑已有的研究程度及研究区块地貌及第四纪地质的复杂程度。一般来说，在山区或其他情况较复杂且前人研究程度不高的地区，调查路线适当加密；在平原和地质条件较单一且前人研究程度较高的地区，调查路线可适当放宽。调查路线应以穿越法为主，即穿越区内的主要地貌单元和第四纪地层，最大限度地掌握各种地貌类型和第四纪地层特征及其分布规律。在山地区，应选择垂直河谷、穿越分水岭的路线；在山麓地带，应选择横切山地和平原两大构造单元的路线；在平原区，应选择垂直主要河谷和分水高地的路线。有时为了更好地穿越典型剖面，可以采用折线及追索法。

（2）调查点的布置。地貌和第四纪地质调查点应布置在形态完整，第四纪地层露头良好，厚度较大，层次较全，并且分布广泛，具有典型意义的地点，作为主要调查点。除了某些特殊目的和在缺乏松散堆积物的侵蚀地貌上工作外，地貌和第四纪地质都可以在同一地点进行观察。除有广泛代表性的典型地点外，还应选择若干形态和沉积有变异的地点，作为辅助调查点予以比较。调查点的点距根据实际情况和填图比例尺的具体要求而定。也就是说，在调查点达到填图要求的前提下，并不要求均匀布置，复杂的区域可以布置密一些，简单的地方可以稀一些。

11.1.2 调查点的内容和要求

（1）调查时间和位置。调查点记录的首项内容就是时间、天气及调查点的位置。位置包括调查路线和调查点的编号、地理位置、地貌位置、地貌部位、海拔高程和地形的相对高程，随着便携式（袖珍式）GPS 的普及，这项内容变得简易、准确、快捷。

（2）形态观察。首先应对调查对象的基本形态进行描述或测量，测量内容包括面积、延伸方面、高度、宽度、长度、坡度及负地形的深度等。测量的项目和精度应视具体情况而定，可以采用全仪器法、半仪器法、目测法和步测法等。基本形态的局部变异状况、次

一级的微地貌形态、经侵蚀破坏或堆积掩埋的次生变化状况，以及现代地貌作用的性质、方向和强度等，均应从实际情况和工作要求的精度出发，予以适当的测量或描述记录。观察地貌形态应注意其与地质构造、岩性和新构造运动的关系，收集地质构造形态和地貌形态、构造走向线和地貌走向线、岩石性质和所代表的形态特征，以及新构造运动形迹的资料。

（3）剖面观察与描述。对于第四纪松散堆积物剖面要测量和描述以下几项内容：

①厚度：在根据时代、成因和岩性予以分层的基础上，对每一分层的厚度作详细描述，包括一般厚度、最大厚度和最小厚度，厚度在横向上的变化规律，如有尖灭，应注明尖灭的方向，如是钻孔资料，还应标注其埋入深度。

②颜色：首先观察整个分层的基色，使用比色表或直观描述，常见的颜色有黄、棕、褐、红、白、灰、黑等。

③粒度：一般分为砾石、砂、粉砂、粘质砂土（亚砂土）、砂质粘土（亚粘土）和粘土等。具有棱角的砾石称为角砾或岩块。

④结构构造：包括各种层面和层间构造，上下层的接触关系，颗粒排列及外表特征，常见的层面构造有波痕、泥裂；常见的层间构造有水平层理、斜层理和交错层理等。

⑤风化现象：描述风化层次及古风化壳。

⑥坚实程度：在工程地质勘察中用密实、中密和稍密来描述，如有胶结，需指明是胶结、半胶结、微胶结和胶结类型（如钙质、铁质、泥质等）。

⑦素描、摄影及取样：剖面的素描或摄影能直观地将实际内容展示出来，取样包括定向取样，它是对研究对象进行进一步研究的基础。

如果分层为砾石层，除上述基本的描述外，还有一些补充信息：

①粒度。应注明一般粒度、最大和最小粒径。

②岩石成分。统计砾石岩性的百分比，并判断砾石是本地的还是外来的，以判断砾石的来源（示踪）。

③砾石产状。统计砾石的扁平面并绘制玫瑰花图和倾向等密图，以判断水流的方向。

④磨圆度。一般分为四级，即滚圆状、次圆状、次棱角状和棱角状。

⑤风化程度。要注意不同成分风化程度的差异。

⑥表面特征。它包括各种成因的擦痕、裂隙和凹坑等。

⑦充填物和坚实程度。

基岩的观察，第四纪地层呈角度不整合覆盖在不同时代的基岩上，对基岩表面的侵蚀或风化特征、基岩的岩性、产状和时代也要有客观的反映。

11.2　地貌和第四纪地质制图

11.2.1　地貌和第四纪地质剖面图

制作地貌剖面图的目的在于解剖地貌的外表形态、内部结构及邻接地区地貌单元之间

的接触关系的特征，而第四纪地质剖面图则着重解析第四纪地层的时代、成因、岩性、产状和构造等方面的特征，以达到分层的目的。由于地貌和第四纪沉积之间的密切关系，在实际工作中常使用同一个剖面表示两方面的内容。

常见的剖面图包括：

（1）实测剖面图。实测剖面图应在对工作区有相当程度的了解之后，选择地貌形态较完整、地貌类型和第四纪地层层序较齐全、剖面露头良好的具有代表性的地点。剖面线一般均横切过不同的地貌单元。为了照顾到实际分布情况，剖面线可以适当转折。剖面线的实际位置应准确地标注在地貌图或第四纪地质图中。测制剖面线一般使用皮尺、罗盘、手持水准仪等简单测量即可，但在一些重要的工区（如水电站厂房区）要求的精度高，须采用经纬仪等进行测量。由于第四纪地层厚度一般不大，为了能清楚地展示剖面上地重要内容，垂向比例尺一般比横向比例尺大。在剖面图上应表明图名、图例、比例尺、方向、地名和第四纪地层时代、成因符号，必要时还要标出不同地貌单元的成因名称。

（2）示意剖面图。示意剖面图主要用于踏勘、路线调查和收集资料，作为划分地层、表示地层和不同的层单元之间的接触关系，以及表示堆积物和地貌间关系的参考。示意剖面图的地形线可以用目测、步测或素描勾绘。对于反映的主要现象，可以适当夸大表示，以突出观察和研究的重点，其他标示内容与实测剖面图相同。

（3）图切剖面。图切剖面主要用于大区域的地貌形态解析，常为中、小比例尺，剖面图内应突出表示地形的主要特征。为了说明大范围内的地貌形态和成因特征，应视具体情况而标示出基岩的时代、岩性和地质构造。其他要求和内容与实测剖面图相同。有时也可以在大比例尺调查中使用图切剖面图，作为辅助性图件。

（4）综合剖面图。综合剖面图是在大量实际资料（包括大量实测或示意剖面图）的基础上，科学地分析、概括所编制而成的，反映区内地貌和第四纪地层的组成、分布、发生、发展的规律。这种图件只有在调查工作结束后，经全面总结才能作出。

11.2.2 地貌类型图

（1）制图原则。地貌类型图又称为普通地貌图，图上应全面反映区内地貌的实际分布状况，并着重反映典型地貌单元的分布规律。首先，应遵循现场填图的原则，基础资料均应通过野外实际测绘获得；其次，应遵循真实性原则，客观、真实地反映自然地貌的实际分布状态，不允许任意归并；最后，应遵循精确性原则，必须精确地填绘各个地貌单元的分布界线。

（2）制图方法。一般分为踏勘阶段、填图阶段和室内整理阶段。踏勘阶段：掌握地貌的分布与发育，发现主要存在的问题，确定填图的图例和路线。填图阶段：野外填图应沿填图路线进行，穿越不同的地貌单元，并在各单元分界点上定点、进行详细描述、按实际情况勾绘分界线。室内整理阶段：野外测制的手图，在室内必须经过整理、清绘，才能称为正式图件。在完成最终成果之前，要进行一些精简，也就是说，不是手图上所有的内容都必须表示在成果图上，应选择调查区内最常见、最有代表性意义的，而且它们的分布规律有助于说明本区地貌发育过程的编入成图。

（3）地貌图例。根据图区所出现的地貌类型拟定图例，图例花纹和表示法按规范

进行。

11.2.3 第四纪地质图

第四纪地质图应全面反映区内不同时代、成因和岩性的第四纪地层的实际分布状况。图内还应标出特殊的新构造运动现象、化石点、古文化遗迹和第四纪矿产等。制图时要现场填图，遵循真实性和精确性等基本原则，制图方法与地貌类型的制图方法相同。

第四纪地层的界线以不同的时代、成因和岩性而定，但由于第四纪地层的分布与地貌的关系密切，所以地貌形态往往也可以作为其分布的界线。

第四纪地层多水平产出，时代较新的地层覆盖在较老的地层上。填图时除根据地质填图的通则填出第四系外，对下伏的老地层也应注意研究，并设法在被切割出的露头观测岩性、产状等。

附录1　第四纪堆积物成因分类

成因类	成因亚类	成因类型	组成因类型及代号	分布
陆相堆积	内力堆积物	火山堆积物	火山堆积物（β）	形成火山锥、熔岩平原等地形
			泥火山堆积物（sβ）	形成泥火山丘等地形
		构造堆积物	断层角砾岩（F）	断层带内
			盐丘堆积物（s）	分布在平原或高原中的盐丘地形
	外力堆积物	残积物	残积物（el）	多分布于平原或高原的分水岭、阶地表面和缓的地带
			土壤（pa）	
		重力堆积物	崩积物（col）	多分布在陡峭的山区，形成崩塌锥、倒石锥和堰塞湖等地形
			地滑堆积物（del）	形成地滑斜坡、地滑阶地等地形
			泥流堆积物（df）	形成泥流阶地等地形，分布在冻土缓坡上
		流水堆积物	坡积物（dl）	多分布在丘陵或低山的缓坡上，形成坡积群等地形
			洪积物（pl）	多分布在陡坡麓、山麓地带，形成洪积锥、扇或平原等地形
			冲积物（al）	分布在河谷中，形成河漫滩、河流阶地、冲积平原
			泥石流堆积（sef）	分布于沟口
		湖沼堆积物	湖积物（l）	形成湖成阶地或湖成平原的地形
			生物化学堆积物（ch）	形成湖成平原
			沼泽堆积物（h）	形成沼泽低地或平原
		冰碛物	冰碛物（gl）	形成终积垄、冰碛阶地和冰碛平原等地形
			冰水堆积物（fgl）	形成冰水扇、冰水阶地、冰水平原等地形
			冰湖堆积物（lgl）	同湖积物
		冻土堆积物	冻土堆积物（mf）	形成石砾、石带、热岩溶盆地、冻土丘等地形
		风积物	风积物（eol）	形成沙丘、风积平原等地形
		岩溶洞穴堆积物	岩溶堆积物（k）	多形成于岩溶漏斗或凹地中
			外来充填堆积（ex）	
			古人类堆积（a）	
		常见混合堆积物	残积—坡积（eldl）	常见于缓坡下部和阶地后缘
			坡积—泥流堆积（dldf）	分布在冻土斜坡上
			坡积—洪积（dlpl）	分布在较缓坡下部或山麓地带
			坡积—冲积（dlal）	多分布在阶地及河漫滩的后缘
			冲积—洪积（alpl）	多分布在山麓或山前地带
			冲积—湖积（all）	多形成湖滨阶地

海相堆积物	内力堆积物	火山堆积物	火山堆积物（β）	多分布在洋中脊、海底火山链周围
		构造堆积物	构造堆积物（T）	沿海沟、洋中脊、转换断层带分布
	外力堆积物	生物堆积物	生物堆积物（B）	洋盆
		海流堆积物	海流堆积物（m）	浅海
		重力堆积物	地滑堆积物（del）	大陆斜坡、海沟
			崩塌堆积物（col）	海沟
海陆过渡相堆积物	外力堆积物	滨海堆积物	滨海堆积物（m）	形成海成阶地
		河口堆积物	河口堆积物（r）	形成三角洲地形
		滨海沼泽堆积物	泻湖沼泽堆积物（La）	沼泽凹地

附录 2 第四纪主要测年方法

测年方法	被测参数	测年范围	测年材料	应用	结果
放射性碳法（^{14}C）	^{14}C 活度 ^{14}C 原子数	100 a B. P. ～ 50 ka B. P.	有机质（如树木、木炭）、土壤、骨骼、介壳、地下水	冲积、陶瓷	相对年龄和数值年龄
热释光法（TL，Thermoluminescence Technique）	TL 辐射	100 a B. P. ～ 1 Ma B. P.	石英、长石矿物颗粒（如黄土、沙丘、冲积物）、陶瓷、火山灰	热事件（火山活动、陶瓷烧制）、化学沉淀、阳光晒腿（沙丘形成、冲积历史）	数值年龄
电子自旋共振（ESR，Electron Spin Resonance）	捕获电子的 ESR	2 ka B. P. ～ 10 Ma B. P.	介壳、珊瑚礁、骨骼和牙齿、有机质、某些沉淀物	同上	数值年龄
铀系法（U－系法）	铀和它的子系同位素的浓度或比值	10 a～1. 25 Ma	含铀、钍的各种物质		数值年龄
钾氩法（K－Ar 法）	^{40}Ar 的积累 $^{40}K/^{40}Ar$ $^{40}Ar/^{39}Ar$	100 ka B. P. ～（无上限）	含钾物质——火山岩、沉积岩、变质岩		数值年龄
光释光法（OSL，Optically Stimulated luminescence）	光释光浓度	上限 200 ka～400 ka	石英、长石	断层带物质、火山物质、冲积等	数值年龄
裂变径迹法（FT，Fission Track method）	径迹密度	100 ka B. P. ～（无上限）	含 ^{238}U 的物质，如锆石、玻璃（黑曜岩）、玄武岩、火山浮岩	火山事件、地貌演化、海底扩张、考古材料	数值年龄
多重扩散域模式（MDD，Multiple-Diffusion Domain model）	^{39}Ar 积累释放	10 ka B. P. ～（无上限）	钾长石	糜棱岩	数值年龄
水解黑曜岩法	水解层厚度	1 ka B. P. ～ 几百万、年	黑曜岩	冰碛、沉积物、考古材料	数值年龄

历史档案、考古法	记录	现代～几百万年		各类事件（如冲积事件）	数值年龄
年轮法	年生长层	现代～1 ka B. P.	树木		数值年龄
纹泥和韵律层	融冰水形成的纹层	现代～10 ka B. P.	湖相沉积物	冰川演化历史	数值年龄
地衣法		10 a B. P. ～几千年	地衣	冰川演化历史	数值年龄
古地磁法 （1）极性倒转 （2）极性漂移 （3）长期变化	剩磁方向	2. 5 ka B. P. ～1 Ma B. P.	含磁性矿物的火山堆积、古窑遗址、风成或水成沉积	海底扩张、沉积事件、火山岩冷却事件、考古样品	数值年龄
氨基酸外消旋法（AAR）	D/L 比值	100 a B. P. ～2 Ma B. P.	含蛋白质分解产物的化石、钙质沉淀物	古气候事件、有机体死亡时间	相对年龄/数值年龄

主要参考文献

1. 谢宇平主编. 第四纪地质学及地貌学（上下册）. 北京：地质出版社，1994

2. 陈业裕编著. 第四纪地质. 上海：华东师范大学出版社，1989

3. 杨景春主编. 地貌学教程. 北京：高等教育出版社，1985

4. 陈文寄，计凤桔，王非主编. 年轻地质体系的年代测定（续）—新方法、新进展. 北京：地震出版社，2002

5. 刘东生等编译. 第四纪环境. 北京：科学出版社

6. 赵希涛. 中国海岸演变研究. 福建：福建科学出版社，1984

7. 刘东生等. 中国的黄土堆积. 北京：科学出版社，1965

8. 张家诚. 气候变迁及其原因. 北京：科学出版社，1976

9. 中科院南海所海洋地质室. 华南沿海第四纪地质. 北京：科学出版社，1978

10. 中国第四纪研究委员会、中国海洋学会. 中国第四纪海岸线学术讨论会论文集. 海洋出版社，1985

11. 中国气象局气象科研院天气气候研究所. 全国气候变化学术讨论会论文集. 北京：科学出版社，1981

12. 中国第四纪研究委员会. 中国第四纪研究. 北京：科学出版社，1985

13. 杨怀仁. 第四纪地质. 北京：高等教育出版社，1987

14. 南京大学地理系地貌教研组编著. 第四纪地质学. 北京：人民教育出版社，1961

15. Flint，R. F. Glacial and Quaternary Geology，1971

16. Bradley R. S. Quaternary Paleoclimatology，1985

17. Bowen B. O. Quaternary geology，1978

18. Bloom A. L. Geomorphology，1978

19. 常丕兴. 新构造学研究新进展. 西安地质学院学报，1997，19(1)，63～61

20. 方如康. 中国的地形. 北京：商务印书馆，1995

21. 刘东生，施雅风，王汝建等. 以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表. 第四纪研究，2000，20(2)，108～128

22. 刘嘉麒，倪云燕，储国强. 第四纪的主要气候事件. 第四纪研究，2001，21(3)，239～248

23. 朱永其. 东海大陆架晚更新世以来海面变化 [J]. 北京：科学通报，1981，19(1)：195～198

24. 耿秀山. 中国东部晚更新世以来的海水进退 [J]. 北京：海洋学报，1981，3(1)：114～128

25. 杜恒俭编. 地貌学及第四纪地质学. 北京：地质出版社，1981

26. 王富葆编. 地貌学及第四纪地质学. 北京：地质出版社，2000（1990）

27. 王飞燕主编. 地貌学及第四纪地质学. 北京：高等教育出版社，1991

28. 杜恒俭等编. 地貌学及第四纪地质学. 北京：地质出版社，1981
29. 马友良编. 地貌学及第四纪地质学. 北京：地质出版社，1986
30. 杨怀仁等编. 第四纪地质学. 北京：高等教育出版社，1987
31. 陈业裕. 第四纪地质. 上海：华东师范大学出版社，1989
32. 曹家欣. 第四纪地质. 北京：商务印书馆，1983
33. 任镇寰. 第四纪地质学. 北京：地震出版社，1983
34. 刘峰. 我国海岸带资源潜力与可持续发展. 海洋开发与管理，1999，16(3)：21～24
35. 严钦尚. 地貌学. 北京：高等教育出版社，1996
36. 王颖. 海岸地貌学. 北京：高等教育出版社，1994
37. 吴正主编. 地貌学导论. 广州：广东高等教育出版社，1999
38. 曹伯勋. 地貌学及第四纪地质学. 北京：中国地质大学出版社，1995
39. 刘嘉麒，刘强. 中国第四纪地层. 第四纪研究，2000，20(2)：129～141

[General Information]
书名=地貌学及第四纪地质学简明教程
作者=王运生，孙书勤，李永昭编著
页数=157
SS号=11963135
DX号=
出版日期=2008.1
出版社=四川大学出版社

封面
书名
版权
前言
目录
0　绪论
　0.1　第四纪地质学及地貌学的由来
　　0.1.1　第四纪地质学
　　0.1.2　地貌学
　0.2　第四纪地质学及地貌学的研究内容、方法
　　0.2.1　野外研究方法
　　0.2.2　室内研究方法
　0.3　地貌学及第四纪地质学的研究意义
　0.4　第四纪地质学与地貌学之间的关系
　0.5　地貌学及第四纪地质学的研究进展
　0.5.1　地貌学研究
　0.5.2　第四纪地质学研究
1　第四纪地层划分
　1.1　第四纪地层划分方法和下限问题
　　1.1.1　第四纪地层划分方法
　　1.1.2　第四纪的下限问题
　1.2　第四纪地层的划分
　1.3　中国第四纪地层
　　1.3.1　华北地区第四纪地层
　　1.3.2　东北地区第四纪地层
　　1.3.3　南方地区第四纪地层
　　1.3.4　西北地区第四纪地层
　　1.3.5　西藏地区第四纪地层
2　第四纪生物界
　2.1　概述
　2.2　第四纪哺乳动物
　　2.2.1　第四纪哺乳动物的特征
　　2.2.2　中国第四纪哺乳动物
　2.3　人类的发展与石器
　　2.3.1　人类发展的主要阶段
　　2.3.2　人类的演化特征
　　2.3.3　中国的古人类
　　2.4　中国第四纪植物群的特征
　3　第四纪气候及海平面变化
　　3.1　第四纪气候
　　3.1.1　概述
　　3.1.2　更新世气候变化的地质记录

3.1.3　冰后期气候变化的地质记录
3.1.4　第四纪气候演化
3.1.5　气候变化的原因
3.2　第四纪海平面变化
3.2.1　海平面变化的一般特点
3.2.2　海平面变动的标志
3.2.3　第四纪早、中期的海平面变动
3.2.4　中国晚更新世以来的海平面变动
3.2.5　海平面波动的原因
3.2.6　海平面变化效应
4　山地与平原
4.1　山地与平原的基本概念
4.2　山地的类型
4.2.1　高度分类
4.2.2　成因分类
4.2.3　构造分类
4.3　平原的类型
4.3.1　形态分类
4.3.2　成因分类
4.4　夷平面
4.5　斜坡地貌及其堆积物
4.5.1　斜坡流水地貌及堆积物
4.5.2　洪流地貌及洪积物
4.6　山坡的重力堆积物及其地形
4.6.1　崩塌堆积及其地形
4.6.2　撒落堆积物及倒石锥
4.6.3　滑坡堆积物及其地形
4.6.4　泥流堆积及其地形
5　河流地貌及其相关堆积
5.1　基本概念
5.2　河流的侵蚀和搬运作用
5.2.1　河流的侵蚀作用
5.2.2　河流的搬运作用
5.3　河流的堆积作用
5.4　河流地貌
5.4.1　河谷的组成
5.4.2　山地河流的河谷形态
5.4.3　河床平面形态
5.5　山区河流地貌及冲积物
5.5.1　河谷的形态特征
5.5.2　山间河流的冲积物
5.6　河流阶地

5.6.1　河流阶地的组成
5.6.2　阶地的成因类型分类
5.6.3　阶地在新构造运动中的研究意义
5.7　水系与河流的类型
5.7.1　水系的类型
5.7.2　河流的地质构造分类
6　喀斯特地貌
6.1　概论
6.2　岩溶发育的基本条件
6.2.1　岩石的可溶性
6.2.2　岩石的透水性
6.2.3　水的溶蚀能力
6.2.4　水的流动性
6.2.5　地下水的垂直分带
6.3　岩溶地貌
6.3.1　地表岩溶地貌
6.3.2　地下岩溶地貌
6.4　岩溶的地质构造类型
6.4.1　水平与缓倾构造型
6.4.2　单斜构造型
6.4.3　褶皱构造型
6.4.4　断层构造型
6.5　岩溶地貌的研究方法
6.5.1　对岩溶地貌形态特征的研究
6.5.2　对岩溶地貌区的构造、气候、植被及人类活动的研究
6.5.3　对岩溶地区水文地质条件的研究
6.5.4　对岩溶地区松散堆积物的研究
7　冰川地貌及其堆积物
7.1　概述
7.2　山岳冰川及其堆积物
7.2.1　山岳冰川的基本特征
7.2.2　山岳冰川地貌
7.3　山岳冰川堆积物特征
7.4　大陆冰川及其堆积物
7.4.1　冰蚀地貌
7.4.2　冰碛地貌
7.4.3　冰水堆积
7.5　冻土
8　风成地貌及风积物
8.1　概述
8.2　风蚀作用与风蚀地貌
8.2.1　风蚀作用

8.2.2　风蚀地貌
8.3　风的搬运与堆积作用和风积地貌
8.3.1　风的搬运与堆积作用
8.3.2　风积物的特点
8.3.3　风积地貌
8.4　黄土及黄土地貌
8.4.1　概述
8.4.2　黄土的基本特征
8.4.3　黄土地貌
8.4.4　黄土的成因
9　海岸地貌及其相关堆积
9.1　以波浪作用为主的海岸地貌
9.1.1　海蚀作用与海蚀地貌
9.1.2　海积地貌
9.2　潮汐作用为主的海岸
9.3　与生物作用有关的海岸
9.3.1　珊瑚礁海岸
9.3.2　红树林海岸
9.4　海岸演化与影响海岸发育的因素
9.4.1　海岸演化
9.4.2　影响海岸演化的因素
10　新构造运动
10.1　新构造运动的基本类型
10.1.1　大规模的拉张运动
10.1.2　大规模的走滑活动
10.1.3　大规模的逆冲活动
10.2　中国新构造运动的基本特征
10.3　新构造运动的研究方法及研究步骤
10.3.1　深部地球动力学环境研究
10.3.2　构造格架的研究
10.3.3　晚新生代地层及其变形研究
10.3.4　岩相变化研究
10.3.5　地貌研究
10.4　应用研究方面
10.4.1　新构造与地震
10.4.2　新构造与工程选址、工程稳定性评价及灾害
10.4.3　新构造与地下水勘察
10.4.4　新构造与环境
11　第四纪地质学及地貌学工作方法
11.1　第四纪地质学及地貌学的野外调查
11.1.1　调查路线和调查点的布置
11.1.2　调查点的内容和要求

11.2　地貌和第四纪地质制图
11.2.1　地貌和第四纪地质剖面图
11.2.2　地貌类型图
11.2.3　第四纪地质图
附录1　第四纪堆积物成因分类
附录2　第四纪主要测年方法
主要参考文献